

EDMOND COULET

MORPHOLOGIE DES PLAINES
ET GARRIGUES
DU LANGUEDOC MEDITERRANEEN

TOME II

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE MONTPELLIER III

— LE 7 JUIN 1975 —

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1978



Digitized by the Internet Archive
in 2026

EDMOND COULET

MORPHOLOGIE DES PLAINES
ET GARRIGUES
DU LANGUEDOC MEDITERRANEEN

TOME II

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE MONTPELLIER III

— LE 7 JUIN 1975 —

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1978



L'Atelier de Reproduction des Thèses décline toute responsabilité
touchant la qualité technique des documents qu'il reproduit.

La loi du 11 mars n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les "copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective" et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, "toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite" (alinéa 1er de l'article 40). Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

ISBN 2-7295-0077-4
© Edmond COULET, 1978

LIVRE II



CHAPITRE VI

LES ASPECTS SOUS-REGIONAUX

Principes d'une division régionale - Le pays montpelliérain

Dans les chapitres qui précèdent nous nous sommes employé à rappeler les grands traits morphologiques du Bas-Languedoc méditerranéen et à préciser les étapes de l'évolution morphogénétique dont ils dérivent, sur un plan d'ensemble, avec le souci de souligner les correspondances de chacun de ces traits et les liaisons de chacune de ces évolutions avec ceux ou celles qui ont été mis en évidence dans les domaines voisins, tant en ce qui concerne les plaines et les bas plateaux pré-pyrénéens et provençaux qu'en ce qui est afférent au cadre montagnard, notamment au proche Massif Central. Dans les limites plus étroites de notre terrain d'étude propre, il convient désormais de mettre l'accent sur les nuances sous-régionales.

I- Etude d'ensemble et aspects régionaux :

Cette démarche, annoncée dès l'introduction, exige une justification. N'eût-il point été préférable de n'aborder les problèmes au niveau global de la région qu'après avoir épuisé l'étude monographique des secteurs entre lesquels elle se divise? N'aurions-nous pas dû procéder à l'examen du détail avant de proposer un schéma général? En bref n'avons nous pas prêté le flanc à cette accusation: mettre la charrue avant les boeufs ?

Il en serait ainsi, en effet, si nous avions avancé une synthèse préalablement à toute recherche analytique. Ce n'est, toutefois, pas le cas. Il suffit de rappeler que chacune de nos interprétations s'est appuyée sur des exemples précis, localisés, analysés, discutés. La forme de nos cinq chapitres précédents tend à la démonstration. Par ailleurs, à propos de chaque ordre de phénomènes (aplanissements, karst, modelé quaternaire), la nécessité d'en examiner les modalités de répartition et de fixer des types sous-régionaux ne nous a pas échappé. Vue d'ensemble donc, mais bien de caractère analytique.

En réalité cette méthode d'exposition s'est imposée, comme d'elle-même, en raison des termes spécifiques figurant dans l'énoncé des problèmes morphologiques du Bas-Languedoc. Nous y avons insisté à plusieurs reprises, les arguments matériels corrélatifs de telle ou telle évolution du relief sont très inégalement distribués qu'on se place au point de vue du temps ou à celui de l'espace. La large répartition, la relative abondance, la claire signification des dépôts paléogènes sont remarquables. La valeur corrélatrice des voiles transgressifs miocène et pliocène est beaucoup moins évidente et directe. Or, les arguments qu'ils peuvent fournir manquent totalement dans le domaine intérieur, singulièrement pour les hautes Garrigues. Les formations pontiennes sont rarissimes en dehors de minces épandages azoïques, de ce fait discutables et d'ailleurs très probablement employés; de cette période décisive, nous ne

décelons qu'une vague d'érosion. Comment débrouiller, au plan local, les formes et formations quaternaires lorsque l'on ne dispose pas d'accumulations assez abondantes (et donc capables de résister à la dispersion) de cailloutis siliceux haut perchés, témoignant des niveaux les plus anciens de cette ère. Ce qui est le cas général, hors d'aires privilégiées du domaine sublittoral et subsident (Biterrois, Costière, Est du pays montpelliérain) ou sises en bordure des grands cours d'eau cévenols (Hérault, Gardon, Cèze) ?.

A notre sens, l'horizon languedocien ne pouvait s'avérer intelligible qu'en brisant le cadre d'une observation myope. Pour comprendre l'évolution morphogénétique du Bas-Languedoc, il fallait pouvoir rassembler des arguments en provenance d'un vaste terrain et les rapprocher librement. La carte d'ensemble au 1/750 000ème qui accompagne ce texte nous inclinait à travailler dans cette voie qui avait l'avantage de mettre en évidence les traits communs et les éléments d'unité de notre région. Elle nous a, en outre, conduit à procéder à des "raccords" extra-régionaux et, par là, à concevoir, à propos de nombreuses questions (tectoniques pyrénéo-provençale et oligocène; subsidence méditerranéenne; extension et succession chronologique des aplanissements; formation de la terra rossa; évolution du karst; problèmes morpho-climatiques du Quaternaire), une sorte d'homogénéité dans l'évolution de très larges secteurs du Sud-Est français.

2-Critères et facteurs d'une division morphologique de
caractère sous-régional en Bas-Languedoc -

Dans ce chapitre et ceux qui suivent, on évitera, autant que possible de revenir, par le menu, sur la description d'exemples déjà étudiés qui ne feront l'objet que de simples rappels. Il ne sera pas davantage nécessaire de répéter les références bibliographiques précédemment signalées. L'on y trouvera sans doute, d'une certaine manière, la contre-épreuve locale des conceptions générales que nous avons exposées plus haut. Nous montrerons qu'elles s'appliquent à grande échelle. Aussi, faute d'avoir pu illustrer en tout point un texte abondant, souhaitons nous que le lecteur nous suive, le 1/20 000ème ou le 1/25 000ème de l'I.G.N. en main.

Pourquoi des reliefs résiduels sont-ils conservés en grand nombre ici? Pourquoi la surface fondamentale l'emporte-t-elle si majoritairement là, à l'exclusion de tout autre niveau? Comment rendre compte de la bonne conservation de ces aplanissements à cet endroit, de leur regradation ou de leur dégradation ailleurs? Qu'en est-il de l'adaptation de l'hydrographie à la structure pour chaque secteur? Quel rôle joue localement le karst, relativement aux autres particularités de ce paysage? Quel sens a le fait que les évidements de l'érosion récente sont, d'un secteur au voisin, d'une inégale ampleur latérale? Que signifie cet autre fait touchant aux dénivellations (ou, ce qui revient au même, à la hauteur des versants), notables en ce point, faibles en celui-ci? Qu'en déduire quant à l'héritage des temps quaternaires ?

L'on voit où tendent ces questions qui sont celles qui nous occupent ici: au fond, nous posons un problème de répartition relatif à des catégories du relief déjà connues.

Il faut donc se demander quels facteurs commandent ce phénomène de répartition et chercher à les classer par ordre d'importance. Certains que nous avons signalés comme déterminants quant aux aspects physionomiques sous-régionaux, dès l'introduction générale de cet ouvrage, savoir la lithologie et la structure, apparaissent, d'ailleurs liés entre eux, comme les héritages lointains d'épisodes éventuellement complexes. D'autres, comme les nuances sectorielles des climats pléistocènes sont beaucoup plus récents. Les uns et les autres commandent des traits du modelé d'échelles différentes. S'agissant d'une région où les aplanissements, imparfaits et déformés, sans doute, mais exceptionnellement entaillés par l'érosion verticale, dominaient à la fin du Tertiaire, c'est, en fin de compte, du point de vue de la profondeur et du volume de ces incisions et des déblaiements réalisés depuis au-dessous du niveau des principales surfaces, qu'il convient de les classer.

Le régime fluvial ayant eu une grande importance dès la fin des temps néogènes, nous examinerons la disposition des axes du drainage concentré. Il va de soi que la perméabilité ou l'imperméabilité du terrain introduisent de grandes différences dans la densité des chevelus. Par ailleurs la puissance actuelle des organismes est fort dissemblable et il y a tout lieu de supposer qu'il en a été de même dans un passé

géologique peu reculé. Néanmoins, si l'on s'en tient aux grands drains qui concentrent l'essentiel de l'écoulement régional subaérien (Orb, Hérault, Lez, Vidourle, Gardon, Tave, Cèze) l'on doit constater qu'ils se situent, selon les points de mesure de 15 à 25km l'un de l'autre. Malgré des dispositions variables (convergence vers l'aval: Orb, Hérault, divergence Lez-Vidourle; parallélisme plus net pour le Gardon, la Tave et la Cèze), la "maille" ainsi définie est assez régulière. Cette "maille", comme les tendances divergentes ou convergentes qui en entâchent quelque peu, la régularité, dénoncent l'origine des thalwegs en cause: nés sur la surface d'aplanissement fondamentale inclinée vers la mer selon la pente régionale post-aquitaniaenne, mais encore légèrement gondolée par les manifestations du diastrophisme récent. L'on doit donc conclure que ce facteur, fondamental quant à l'établissement du modelé en creux, joue un rôle négligeable dans la diversification sous-régionale.

Sensibles particulièrement dans le modelé des interfluves, les nuances mésoclimatiques sous-régionales ont été étudiées au chapitre précédent. Opposant très médiocrement le secteur littoral à l'intérieur plus continental, séparant plus nettement l'Ouest à l'Est où s'individualise: la façade rhodanienne, venteuse et ouverte aux influences septentrionales, ces nuances sont finalement sensibles au niveau de phénomènes de petite taille (placages de "loess") ou de très petite taille (fentes en coin, guirlandes de cryoturbation). On ne saurait

les négliger; mais, relativement à l'ensemble régional que chaque oscillation climatique du Quaternaire a affecté d'une façon assez homogène, nous ne saurions pas davantage y trouver un principe de différenciation important du relief.

Le facteur lithologique joue un rôle infiniment plus décisif. Dolomies et calcaires massifs sont, nous l'avons noté, favorables à une bonne conservation des paysages d'aplanissement. Leur perméabilité et leur résistance au gel comptent autant que leur cohérence qui se révèle à l'épreuve du marteau. Aussi y a-t-il correspondance entre la persistance d'aplanissements hérités des temps tertiaires et le développement du karst souterrain. Les phénomènes de regradatio ne sont pas inconnus, attestés par les lapiés et les clapiers, mais ils ne dénaturent guère le plan d'érosion. Les dégradations demeurent faibles: elles se limitent aux formes directement induites par leurs agents: vallées aujourd'hui sèches et fluvio-poljés élémentaires. Sur ces plateaux, la terra rossa est en grande partie conservée.

Dans les marno-calcaires, regradation et dégradation sont plus vigoureuses aboutissant à une perte de matière plus sensible. Les variations de résistance d'un banc à l'autre, très fréquentes dans ce milieu lithologique, favorisent le type de modelé micro-appalachien. Mais ce dernier est encore plus caractéristique lorsque se trouvent juxtaposés aux bancs durs des horizons très vulnérables, c'est-à-dire lorsque la lithologie n'est pas homogène.

Sur les marnes, les surfaces d'aplanissement antérieures au Fléistocène très ancien ne sont généralement pas conservées: l'essentiel du modelé et des sols est alors quaternaire. L'on peut même ajouter qu'en l'absence d'apports de cailloutis allogènes, l'on n'a affaire qu'à des formes et formations postérieures au Mindel. Toutefois, certains affleurements marneux du coeur des Garrigues sont médiocrement affouillés et ne fournissent que les points bas, peu creusés, d'une évolution appalachienne "en voie de révélation" (Causse d'Aumelas): il s'agit de terrains vulnérables "barrés" par des bancs résistants qui les séparent des bordures du Massif. Les phénomènes de "barrage" comme l'absence d'homogénéité lithologique des affleurements mettent en cause la structure.

Il n'est guère nécessaire d'insister sur le fait que les structures commandent du point de vue de la stratigraphie, comme de celui de l'extension des affleurements vulnérables, les aires mises en creux par l'aération différentielle du relief. Toutefois on ne la lit directement, au flanc des canyons, des bassins de Garrigues ou des reliefs isolés, demeurés perchés au-dessus des surfaces (St-Loup, Roc des Vierges, le Rocher (ou Roc de la Vigne), Montaud, Mont-Bouquet, Dent de Rousson, Montagne d'Uzège) qu'à la condition que ces versants abrupts n'aient point évolué en types réglés ou semi-réglés. On tire naturellement des indications d'une semblable portée de la sculpture appalachienne et micro-appalachienne.

Il est plus important de noter qu'en dehors de quelques coupures d'érosion et des évolutions de style appalachien, justement, les structures issues de la crise pyrénéo-provençale, plutôt disloquées que réanimées par les crises tectogénétiques ultérieures, d'une signification inverse du point de vue des contraintes exercées sur le matériel rocheux et, du reste de direction à peu près orthogonale, ne jouent guère de rôle dans les reliefs des Garrigues: chaîne littéralement ruinée et d'ailleurs antérieure à la plus ancienne de nos surfaces d'aplanissement principales. Toutefois, à l'échelle, du Massif, ce sont les aires de culmination pyrénéo-provençales qui coïncident avec les affleurements calcaires, jurassiques en pays montpelliérain et sub-cévenol, crétacés en pays nîmois. Mais les altitudes ne sont plus en rapport avec cette orogénie.

De nombreuses failles d'orientation cévenole sont également nivelées. D'autres forment un ressaut-limite net entre deux aplanissements de niveau altimétrique différent. L'on doit toujours admettre une évolution différentielle en talus de ligne de faille lorsqu'un certain recul est démontré, et que les lèvres avaient rapproché des terrains de vulnérabilité inégale. De telles actions différentielles justifient- au moins en partie- la fausse cuesta de l'Hortus au-dessus de Valflaunès. Inversement le dégagement du miroir, à la base d'un abrupt d'origine tectonique n'est pas une preuve irréfutable de mouvement récent: il s'agit souvent (ainsi à Combail-

laux) du résultat d'une érosion accélérée à laquelle l'Homme a pu contribuer par la déforestation. Dans le même ordre d'idée, de belles facettes ne sont pas davantage probantes si l'on peut prouver qu'elles ont été fossilisées par la masse transgressive et, par conséquent, exhumée depuis peu (cf. environs de Bouziques). Néanmoins nous avons vu qu'il était fortement probable que les failles majeures, au moins, aient quelque peu rejoué. L'érosion pontienne, les cailloutis locaux, autrefois attribués à l'Astien et que nous rangeons dans le Villafranchien inférieur sont les signes d'une mobilité de type épirogénique à l'occasion de laquelle, de proche en proche, beaucoup d'accidents, même mineurs ont dû connaître des rejets minimes s'additionnant, en quelque sorte, pour dessiner des mouvements à grand rayon de courbure.

Nous admettons donc que la référence aux crises classiques pyrénéo-provençale et cévenole ne constitue pas un facteur suffisant pour rendre compte de la vigueur de l'érosion qui s'est attaquée aux formations vulnérables, les excavant au-dessous du niveau défini par les aplanissements. Nous soupçonnons que le véritable principe de la diversification sous régionale qui a déterminé le potentiel érosif, élevé en région positivement déformée, médiocre en secteur subsident, est, en dernière analyse, le diastrophisme post-aquitain (néogène et quaternaire ancien, pour l'essentiel, comme on l'a vu).

C'est cette hypothèse que nous voulons mettre à l'épreuve dans les pages qui suivent.

3- Le Plan de ce Livre II :

Pour atteindre notre objectif, nous proposons des divisions sous-régionales conformes aux critères et aux facteurs de diversification que nous venons d'examiner, savoir :

- a)-Les plaines et les basses Garrigues du pays Montpelliérain.
- b)-Les hautes Garrigues de l'Hérault et du Vidourle supérieur.
- c)-La bordure sous-cévenole d'Anduze et d'Alès.
- d)-Les basses Garrigues du Languedoc oriental marnocalcaire, les pays du bas Vidourle moyen et leur environnement.
- e)-Le pays nîmois.
- f)-Le Biterrois.

Ce programme dessine sur la carte une sorte de cheminement, tel que l'on passe par transition d'une région à l'autre (basses Garrigues du pays Montpelliérain- hautes Garrigues de l'Hérault) ou que se trouvent rapprochés des types de paysages morphologiques voisins et cependant distincts (région de Ganges-région d'Alès) ou évoquant des problèmes analogues (Costière du Gard-Biterrois).

Il demeure, par ailleurs, conforme aux plans traditionnels d'étude du Bas-Languedoc puisque, autour du Languedoc central (a et b), il ordonne le Languedoc oriental (c,d,e) et le Languedoc occidental (f)? Toutefois, nous nous efforcerons de fixer avec précision les limites et de justifier, de notre

point de vue, les ensembles ainsi définis. Ces justifications auraient pu trouver leur place ici. Mais comme elles doivent encore permettre de dégager les centres d'intérêt à retenir pour chacune de nos sous-régions, nous avons jugé préférable de les renvoyer aux paragraphes relatifs à ces entités.

II- LES PLAINES ET LES BASSES GARRIGUES DU PAYS MONTPELLIERAIN :

A- Limites et caractères généraux

1)-Les limites :

Entre la basse vallée de l'Hérault, à l'Ouest, et le pays de Lunel, à l'Est, bordé par le rivage au Sud et arrêté aux abords du bassin de St-Martin-de-Londres (exclu) au Nord, se référant, par conséquent, en tout ou partie, aux feuilles au 1/50 000ème de Montpellier, Sète, Lodève, Pézenas, Sommières et Lunel, le pays montpelliérain proprement dit figure une sorte de bastion de Garrigue, entouré sur trois côtés- soit à l'exception du Nord- d'un boulevard de plaines déprimées.

"L'Eperon jurassique" en forme le corps principal avec ses deux parties, distinctes structuralement, mais apparentées par une même lourdeur des formes. Au Nord, ce sont le flanc normal et la zone axiale aplanis des anticlinaux du St-Loup et de Viols-le-Fort. Les bassins (synclinaux-fossés) de la Boissière, d'Argelliers, Montarnaud et Saugras y sont découpés qui se branchent sur l'unité synclinale de St-Paul-et-

Valmalle. Au Sud, il s'agit du "complexe chevauchant", représenté principalement par l'anticlinorium de Montpellier où s'ouvre la Combe de Murviel et par le massif de la Gardiole, doté d'une massivité de horst. Le fossé de Montbazin-Gigean sépare ces deux ensembles de Garrigues. L'anticlinorium de Montpellier, enserre, en outre, la partie septentrionale du profond synclinal de Villeveyrac. Enfin, à l'Ouest avec le bassin d'Aniane et la plaine de l'Hérault, régions subsidentes, comme au Nord-Est dans le pays néocomien plissé où se développe le synclinal Nord-Sud de St-Gély-du-Fesc, s'ouvrent deux grands couloirs de circulation.

2)-Les caractères généraux:

Ce schéma est bien visible de la mer où les plateaux apparaissent massifs et surbaissés.

a)-Les Reliefs saillants:

Au-dessus de l'horizon, les reliefs saillants sont peu nombreux et, du reste, ne dessinent que de médiocres protubérances dont le signal de la Boissière (367m) peut fournir un exemple, avec un commandement d'une cinquantaine de mètres par rapport aux altitudes que l'on relève au Nord et au Sud. La véritable exception est constituée par la crête du Pic St-Loup dont les 658 mètres se dressent, insolites, vers la bordure des hautes Garrigues. Ce relief pourrait, certes, être abordé dans un ensemble incluant le bassin de St-Martin-de-Londres. En fait, l'on verra qu'il s'éclaire tout autant par l'étude du plateau qui lui tient lieu de piédestal.

b)-Les topographies aplanies:

Dans les limites considérées et à de rares exceptions près, les lointains s'alignent remarquablement sur l'horizontale, non sans décalage d'altitudes, cependant. La cote de 300 mètres est dépassée sur le Causse d'Aumelas, aux méplats sommitaux des cuestas de Montarnaud et de la Boissière, en divers points du flanc méridional du pli de Viols-le-Fort. Cependant, de grandes étendues afférentes au "pli de Montpellier" et les sommets de la Gardiole oscillent autour de 200 mètres. Enfin, tout un ensemble de bas niveaux, en pente fréquemment bien marquée vers l'extérieur des massifs calcaires, mais recoupant nettement les couches en biseau, offrant parfois l'allure de "replats suspendus", se situent entre 150 et 40 mètres. Nous identifierons là des formes d'aplanissement caractérisées, réparties en deux surfaces principales qui dominent au moins deux méplats plus récents.

Pas davantage dans cet ensemble que dans le reste du Bas-Languedoc, l'on ne peut tenter entre ces aplanissements de raccords trop lointains sans imprudence; contiguïté et continuité topographiques doivent limiter le danger de telles extrapolations dont la pratique ne peut pourtant être totalement exclue. Dans sa partie moyenne, de part et d'autre du méridien de Grabels, l'échine surbaissée du "pli de Montpellier" donne un bon exemple de cette continuité. Mais, justement, observé des hauteurs de Combaillaux, il apparaît sans équivoque que sa topographie n'est pas seulement aplanie, mais

déformée par basculement à l'Est. De la sorte, sa portion occidentale se rattache aux altitudes que prend, dans ce secteur, la surface fondamentale, tandis que, vers l'Est, l'on se rapproche des cotes des aplanissements néogènes tardifs. Une telle remarque ne laisse pas d'être suggestive quant au rôle du diastrophisme dans le phénomène de substitution d'une surface plus récente à une topographie antérieure. Pour les mêmes plateaux, l'on relève, du reste également une déformation Nord-Sud.

c)-Canyons et types karstiques :

Les manifestations du diastrophisme qui a gauchi les surfaces sont en accord avec l'orientation des écoulements souterrains comme en témoignent les tracés des percées hydrogéologiques (Voir la carte qui leur est consacrée). Dans les massifs calcaires ou calcaréo-magnésiens du pays de Montpellier, peu élevés comme l'on sait, il n'y a guère "d'aquifères perchés" le type généralisé est celui de la nappe karstique développée sous le niveau d'incision des thalwegs. Ces réserves sont barrées à l'Est et au Sud-Est par le jeu des failles méridiennes et sub-méridiennes. En direction du Sud, elles nourrissent fréquemment des nappes captives à la périphérie de ces massifs, soit pour les unités d'amont du fait du recouvrement des roches-réservoirs par les chevauchements pyrénéo-provençaux (synclinal de St-Paul-et-Valmalle); soit, pour les unités d'aval par passage stratigraphique de ces mêmes roches-réservoirs sous les marnes qu'ont laissées les transgressions néogènes.

La multiplication des sources et des "boulidous" (ces derniers exprimant le jeu des siphons du karst ou "l'artésianisme" des nappes captives) rend fidèlement compte de l'importance du taraudage souterrain. En comparaison, et tout à fait selon la norme régionale, les formes de dissolutions superficielles sont peu nombreuses et peu variées. Toutefois elles marquent davantage la haute surface que les bas-aplanissements. A l'exception du domaine sublittoral sétois, l'on peut même écrire que l'empreinte karstique superficielle est d'autant plus faible qu'il s'agit d'un niveau moins élevé, soit à cause de processus de regradation défavorables, soit par suite d'une certaine protection de voiles transgressifs trop récemment disparus.

La gauchissement des surfaces et du masque molassique où ils sont nés explique l'orientation des thalwegs majoritairement dirigés vers le Golfe du Lion et, de ce fait, conséquents par rapport à ce gauchissement, mais inadaptés aux structures antérieures. On lui doit encore l'entaille des canyons, nettement tracés, mais faiblement inscrits: les Gorges du Coulazou, de la Mosson, du Lez, du Salaison sont généralement profondes de moins de 50 mètres, en rapport avec la faible altitude d'ensemble des plateaux. Les bassins de Garrigues ne sont guère plus creux.

d)-Plaines et bassins de Garrigues -

La difficulté des raccordements entre les niveaux d'aplanissement que nous signalions ci-dessus provient du

nombre élevé des dépressions. A leur propos, le tableau ci-joint donnera quelques indications morphométriques sommaires . On pourra y discerner trois classes dimensionnelles.

(1)- Trois classes dimensionnelles

-Les creux les plus exigus ne sont pas forcément les moins dénivelés par référence aux plateaux encadrants (Argeliers, Murviel); certains, plus contrastés encore s'encombrent de reliefs secondaires (Murles, Saugras).

-On distingue ensuite une classe moyenne (moins de $L = 10\text{km}$ et $l = 2\text{km}$) dont les principaux exemples sont les dépressions dissymétriques de la Boissière et de Montarnaud - ce dernier dédoublé par la crête faillée à laquelle s'adosse le Village. Ils se branchent, l'un et l'autre, sur le sillon long de 35km qui est subordonné au front du pli de Montpellier, de Vendémian à Jacou (synclinal de St-Paul-et-Valmalle).

-Quant aux grandes dépressions, avec 20km de long sur 6km de large, le fossé de Montbazin-Gigean en est l'exemple même. Dans un cas semblable, il n'est pas possible de retenir une altitude moyenne pour le fond et sa dénivellation doit être appréciée par rapport à chacune des bordures, isolément. Encore faut-il, comme on l'a vu, reporter cette dénivellation à des replats étagés successifs, jusqu'aux surfaces sommitales. Le Val de St-Gély-du-Fesc constitue un couloir de grand développement, et de basse altitude qu'on peut prolonger jusqu'à Corconne sinon jusqu'à Quissac. Enfin l'ensemble formé

AERATION DU RELIEF EN PAYS MONTPELLIERAIN

Nom de la dépression	: L :	1	: Alt. moy. :	Commandement :	
	: en km :	en km	: du fond en :	des plateaux :	REGULARITE DU
	:	:	: m. :	encadrants en :	FOND
	:	:	:	:	:
Bass. de Murles	: 2,2 :	1,5	: 130 :	60	: encombré de re-
	:	:	:	:	: liefs secondaires
Bass. Saugras	: 2,5 :	1,5	: 140 :	100	: encombré de re-
	:	:	:	:	: liefs secondaires
Bass. d'Argelliers ss.	: 2,3 :	1	: 230 :	50	:
	:	:	:	:	:
Combe de Murviel	: 3,5 :	2	:	50/40	: contours très
	:	:	:	:	: irréguliers
Bass. Montarnaud E	: 6 :	:	: 120 :	85 175	:
	:	:	:	:	: encombré de re-
W	: 5 :	3	: 140 :	160	: liefs secondaires
	:	:	:	:	:
Bass. Boissière	: 8,5 :	1,7	: 210 :	N : 50 S : 150	:
	:	:	:	:	:
Syncl. St Paul-et Valmalle à Grabels	: 35 :	:	: 145 60 :	W : 175 E : 50	: rencontre d'un
	:	:	:	:	: axe anticlinal
	:	:	:	:	: orthogonal
	:	:	:	:	:
Syncl. Villeveyrac	: 8 :	5	: 50 :	bs. surf. 50 m. surf. 85 Hte surf. 150	: encombré de re-
	:	:	:	:	: liefs secondaires
	:	:	:	:	:
Fossé Montbazin Gigean	: 20 :	6	: W : 50 :	bs. surf. 50 m. surf. 130 hte surf. 250	:
	:	:	:	:	: quelques reliefs
	:	:	: E : 40 :	bs. surf. 40 m. surf. 100 hte surf. 160	: secondaires
	:	:	:	:	:
	:	:	:	:	:

par le bassin d'Aniane et la plaine de l'Hérault inférieur, allongé sur 50 Km avec une largeur avoisinant 10Km, est presque à lui seul une sous-région.

(II) - L'aération du relief -

Il fallait procéder à cette "lecture" des données topographiques afin d'apprécier le degré "d'aération du relief". Les plus menus et les plus encombrés de ces "bassins de Garrigues" ne font guère que ménager des voies d'accès aux plateaux. On notera leur position centrale relativement à l'ensemble montpelliérain. Ainsi se justifie l'impression de "bastion" relevée plus haut dont le cloisonnement interne est bien réel mais échappe à l'observateur lointain. Il n'en va pas de même pour les grandes dépressions qui admettent une disposition périphérique. Par leurs articulations, elles ont permis l'aménagement d'un carrefour montpelliérain.

(III) - Critères lithologique et structural -

- La vigueur de l'érosion, commune à tous ces bassins, qui a opéré par étapes et que dénonce l'étagement des formes quaternaires se justifie naturellement par la prédominance du matériau marneux à l'affleurement.

Mais ses effets sont bien différents suivant que les organismes fluviaux recoupent obliquement ces cellules déprimées ou occupent leur axe, (situations actuelles dissimilables, mais résultant d'une même évolution, le réseau hydrographique étant né, comme l'on sent, sur la "surface fondamen-

tales", avant même que les bassins de Garrigues n'aient été mis en valeur). De ce point de vue on opposera la dépression de Montbazin-Gigean qui n'a pas d'unité hydrographique (Mosson, Coulazou, Vène, ruisseau de la Louze) à la plaine de l'Hérault. Le défaut d'organisation du réseau au profit d'un axe unique est sensible dans la combe de Murviel comme dans le bassin de la Boissière.

Mais cette dernière enceinte, comparée au bassin voisin de Montarnaud met encore en évidence le degré de concentration du drainage. Dans le bassin de la Boissière, le cours du Coulazou est proche de ses origines; dans celui de Montarnaud la Mosson reçoit l'apport des eaux temporaires mais rapides du ruisseau de Garonne. Aussi le paysage de dissection est beaucoup plus net dans le second cas que dans le premier.

De ce point de vue, la plaine de l'Hérault est naturellement marquée par son fleuve d'une façon incomparablement plus vigoureuse que tout autre bassin du pays montpelliérain. Mais ce n'est pas seulement en fonction de la puissance de cet organisme. C'est aussi du fait du caractère montagnard de son bassin et de l'apport d'abondantes alluvions siliceuses, favorables à la conservation des niveaux les plus anciens du Quaternaire. Le rapprochement avec la Mosson et le Lez qui en sont privés est significative. Sous son égide du Villafran- chien ancien, la Mosson ne montre pas une belle hiérarchie des niveaux plus récents. Quant au Lez, les formes quaternaires

de son bassin en amont de la Cluse de Castelnau sont très effacées; si les apparences sont différentes à l'aval, c'est qu'il a travaillé, en contrebas de dépôts attribués au Quaternaire ancien mais d'origine en grande partie rhodanienne et qui lui sont étrangers.

-D'autres différences entre les "bassins" de Garigues proviennent de leur type structural.

- La Combe de Murviel où affleure le Lias supérieur ne peut guère renseigner-- avec l'appui des résultats du sondage qui y a été implanté -- que sur la structure du pli de Montpellier en cet endroit.

-- Les fossés et les synclinaux sont plus riches de formes et d'enseignements. L'opposition entre ces deux types structuraux n'est, du reste, pas aussi tranchée qu'une nomenclature sommaire le ferait croire. Dans les principaux "graben" la tectonique cassante est surtout le fait du substrat mésozoïque. Mais, sous l'effet du rejeu des accidents bordiers et de l'effondrement du plancher, les couches néo-soïques qui y demeurent conservées sont ployées synclinalement; non sans dissymétrie d'ailleurs; ainsi des fossés monoclinaux de la Boissière et de Montarnaud et de la dépression mieux encagée de Montbazin-Gigean.

--- Fossés et synclinaux conservent pour partie les dépôts corrélatifs du jeu des accidents tectoniques. Pour les failles (faille des Matelles, faille de St-Paul-Forcalièrès),

il s'agit de brèches d'écroulement; lorsque l'on ne constate pas le nivellement des lèvres de la cassure, il est toujours utile de confronter ces témoins, plus ou moins anciens, avec les formes, plus ou moins émoussées, du talus, sans négliger les étapes de son recul. Ainsi avons-nous noté les "facettes" du Nord de Bouzigues; le simple versant rocheux fortement incliné de Vailhauquès, dominant une mince exhumation basale du miroir avec ses cannelures, son poli, ses placages de patines ferrugineuses, traces d'écoulements aquifères réalisés sous des paléoclimats plus chauds que l'actuel, le long du plan de faille et par le fait du barrage marneux; ou encore l'inversion de relief réalisée à l'Ouest immédiat de Montarnaud et le recul du talus de ligne de faille à hauteur du hameau de Valmale. Un semblable recul combiné avec la transgressivité des dépôts miocènes explique que le miroir ne soit qu'exceptionnellement visible en bordure occidentale du fossé de Montbazin-Gigean, d'une rigidité de tracé d'ensemble pourtant caractéristique.

---- Quant aux bassins synclinaux, ils montrent la série des dépôts corrélatifs la plus complète, pris dans leur ensemble. En effet (qu'on veuille bien nous excuser de revenir, ici encore, à une constatation déjà exprimée): il n'est pas possible de décrire l'évolution du pays montpelliérain à partir de l'analyse des faciès d'un seul bassin, soit que sa position ne lui ait pas permis de recueillir des archives complètes (Argelliers, Saugras, Murles, Fertalières), ou qu'il ait

été tardivement créé (Montbazin-Gigean), soit que l'érosion n'ait pas respecté tous les témoins (ainsi à la seule vue de la carte géologique, le chemin par lequel un bras de la mer helvétique a pénétré dans le bassin de Montarnaud n'est pas évident). Du moins les dépôts néogènes sont-ils représentés en plus de ceux du Paléogène. C'est là un des privilèges de la région montpelliéraine dont la richesse, en la matière, est remarquable, en comparaison avec d'autres parties du Bas-Languedoc.

-- Dans les couches minces de ces bassins synclinaux, la rapide variation verticale des faciès a permis une fine sculpture différentielle que compliquent les passages latéraux fréquents et les variations de pendages. Ceux-ci demeurent le plus souvent faibles, inférieurs à 15°, aussi emploierons-nous le plus habituellement le terme: *cuesta* -- bien que s'agissant de formes qui mettent en valeur des couches ployées synclinalement, la stricte orthodoxie du vocabulaire morphologique paraisse exiger la qualification de crêtes. Mais des crêtes, ces reliefs différentiels ont rarement la fierté. Tout dépend des termes du "binôme". Les calcaires lutétiens -- d'ailleurs généralement dédoublés en deux masses que sépare un horizon sableux -- donnent parfois une lourde *cuesta* composite, marquée de ressauts dont le commandement est de 180 mètres au signal de la Boissière et de 75 mètres au Bois de Capion. Toutefois, le commandement des *cuestas* dues aux mêmes roches qui portent Combailaux ou enveloppent le Sud du bassin de Murles est bien inférieur: quelques dizaines de mètres. On peut en rapprocher le

modeste crêt de Villeveyrac, développé dans les sédiments bégudiens. Avec le relief molassique du cimetière de Montbazin, on entre dans la catégorie des micro-cuestas dont on a un autre exemple à proximité de la mine de bauxite de la Combe Rouge, au Nord de Loupian.

Le style des barres ou des hog backs, lié à des pendages plus vigoureux est connu tant dans l'Ouest du bassin de Montarnaud qu'aux "Dentelles" de l'ancienne Abbaye de Valmagne.

Avec ces fortes inclinaisons des couches, la mise en valeur de la corniche rocheuse est généralement assurée, ce qui est, finalement, un cas assez rare en pays montpelliérain. L'épaisseur des couches n'est pas en cause. Au flanc puis-sant du Signal de la Boissière, pré-cité, les ressauts nus du calcaire éocène n'apparaissent que çà et là, pauvrement. Au contraire, les couches d'âge voisin, beaucoup plus minces qui ceinturent la demi-combe développée au Nord-Est de Grabels, forment des micro-crêts remarquablement continus. Un rôle beaucoup plus important est évidemment dévolu à la valeur du binôme "roche dure" - "roche tendre" qui s'avère souvent mal contrasté dans les bassins tertiaires de nos basses Garrigues. Il convient encore, à notre avis, de faire intervenir l'ampleur et le rythme du recul de ces formes. Beaucoup ressortissent à la catégorie des versants à longue section rectiligne où la corniche est inapparente. Là, au contraire, où la cuesta a conservé son couronnement rocheux, celui-ci domine une

pente concave qui tend, à l'approche du thalweg, au glacis et au glacis-terrasse,

Du point de vue de ce modelé quaternaire, chaque bassin mérite, bien entendu une étude à part. Mais : dans la mesure où les dépôts corrélatifs de l'évolution des Garrigues mésozoïques s'y trouvent conservés l'on ne peut étudier les massifs sans référence aux dépressions qui les entourent. A cet égard solidaires des formes établies sur les roches carbonatées secondaires, les bassins s'y opposent pourtant par d'autres traits. Les massifs montrent des couches plus épaisses, relativement moins variées et plus généralement perméables. Les faciès proprement calcaires dominent au Nord du couloir de St-Paul-et-Valmalle avec le Jurassique Supérieur. Les marncalcaires ont beaucoup plus d'importance dans la Gardiole, sauf localement, au sud et à l'Est. L'imprégnation magnésienne caractérise l'Ouest et le Sud de l'anticlinorium de Montpellier. Dans la partie occidentale du Causse d'Aumelas, elle tend à obscurcir la lisibilité d'une structure fort complexe. Une architecture aussi violente et serrée s'observe dans la Montagne de la Gardiole, mais ne se retrouve pas dans les plateaux jurassiques du Nord-Ouest. C'est que seuls, les deux massifs méridionaux appartiennent au "complexe chevauchant" défini par M. GOTTIS . "L'éperon Jurassique", créé par des mouvements plus tardifs, regroupe donc deux zones quelque peu différentes de l'édifice pyrénéo-provençal que les grandes failles Cévenoles recoupent également.

Une fois les caractères généraux exposés, c'est à partir des entités qui forment cette architecture complexe et à partir des affleurements de terrains qu'elle détermine qu'il convient de subdiviser l'ensemble montpelliérain.

B) Le "pli de Montpellier" et son environnement.

Rattaché au "complexe" chevauchant, il forme la pièce maîtresse du bastion des Garrigues montpelliéraines. Sa dénomination qui est traditionnelle a de quoi surprendre: il s'agit de rien moins que d'un anticlinal simple; par ailleurs son allure d'ensemble n'évoque pas un mont mais un escalier de plateaux. Il s'étend de l'Ouest à l'Est, sur plus de 40 kilomètres, si, à partir de Plaissan, on admet son développement jusqu'à la plongée des terrains jurassiques sous les formations récentes, à St-Brès. Il n'a d'unité que lithologique - dans une certaine mesure - et surtout orogénique. Orogénique plutôt que structurale, car ses extrémités occidentale et orientale diffèrent profondément.

A l'Est de la Cluse de la Mosson, il se réduit à un plateau de faible altitude (140 mètres vers Grabels, 80 mètres entre Castelnaud et le Crès), de moins de 2 kilomètres de large où les affleurements des couches du Jurassique Supérieur et de leurs enveloppes néocomiennes trahissent une certaine simplicité d'architecture et une médiocre exaltation orogénique. Aussi bien, son contact avec le synclinal qui le borde au Nord, qu'un accident "inverse" marque encore à Castelnaud, y devient progressivement normal.

A l'Ouest de la Cluse de la Mosson, il s'agit d'un anticlinorium, développé sur une largeur de près de 20 kilomètres, approchant, de ce fait, la rive de l'Etang de Thau. Le Lias supérieur y affleure sur deux axes, témoignant ainsi d'une élévation orogénique plus vigoureuse. Dans cette portion, les altitudes maximales qui excèdent 300 mètres au Nord-Ouest ne sont pas directement en relation avec le plissement pyrénéo-provençal. Les structures en sont tranchées par des aplanissements qui ont été identifiés dans le troisième chapitre de cet ouvrage et que dénivellent des cassures transversales dont les talus (s'agirait-il de talus de ligne de faille) jouent un rôle décisif dans le relief. De la sorte, les massifs de Garrigues que l'on rassemble sous la dénomination de "pli de Montpellier" apparaissent à la fois comme des éléments du système plissé et comme des blocs faillés demeurés en saillie plus ou moins prononcée au-dessus de secteurs déprimés.

Dans la partie occidentale, la seule percée hydrographique subaérienne importante est celle du Coulazou. Celles qui affectent la partie orientale du "pli" (Mosson, Lez, Salaison, Bérange) sont plus nombreuses. Partout ailleurs, c'est le règne des écoulements superficiels temporaires et du karst souterrain.

Nous préciserons la lithologie et la structure; ensuite, rappelant les solutions apportées au problème des surfaces et les caractères du karst, justifiant l'hydrographie superficielle, nous examinerons les principaux traits morphologiques, au plan local, en insistant sur les formes d'origine récente.

1)-Les caractères lithologiques:

Ils se résument à trois: 1°- L'extrême rareté des marnes. 2°- L'abondance des calcaires et marno-calcaires. 3°- L'intervention de la dolomie en de multiples niveaux. A cause de cette dernière particularité, nous décrirons la série type des terrains marneux et calcaires et regrouperons dans un même paragraphe la totalité des phénomènes magnésiens.

a)-Les marnes du Lias supérieur: elles demeurent asservies aux anticlinaux les plus énergiques et leur affleurement requiert l'inversion du relief.

Les marnes noires feuilletées de l'Aalénien inférieur n'apparaissent qu'au creux de la Combe de Murviel.

C'est encore dans la Combe de Murviel, mais aussi, plus à l'Ouest, dans l'étroite échine axiale des anticlinaux de Valmalle, Mas de Védas et de St. Paul, à proximité du front chevauchant du "pli de Montpellier" qu'on peut observer les marnes noires légèrement sableuses de l'Aalénien Supérieur. L'étage s'enrichit de calcaires à chailles à son sommet, assurant une transition ménagée avec le Bajocien inférieur.

b)-Les calcaires et marno-calcaires du Jurassique moyen et supérieur: Une première masse de calcaires à chailles est formée par les étages bajocien et bathonien, sur 400 mètres d'épaisseur.

Elle est interrompue par des marnes (Callovien inférieur, de puissance réduite vers le Nord), puis par les marno-calcaires délités en petits bancs du Callovien supérieur. Toute-

fois, dans le "pli" de Montpellier, la "dalle" du Callovien terminal joue un rôle topographique non négligeable.

Le Divésien (Oxfordien) est un peu plus calcaire que dans les massifs voisins, mais comporte, néanmoins, des bancs marneux à débit lité. On sait que cet étage a une signification régressive. Mais c'est avec les marnes à bancs granuleux que commence la transgression néo-jurassique. Vers le Mas d'Antonègre, ces couches débutent significativement par des lits ferrugineux à galets intraformationnels.

Au-delà de cet ensemble moyen de couches faibles se place la puissante barre de calcaire gris à gros bancs résistants du Rauracien, épaisse de 100 à 150 mètres.

Elle est séparée des faciès également épais et résistants du sommet du Jurassique par le Sequanien, formé de marnocalcaires en petits bancs (plaquettes de 15 centimètres ou petites dalles de 30 à 35 centimètres d'épaisseur), à pâte sublitographique, de couleur café au lait, que séparent des feuillets plus graveleux (100mètres).

Viennent ensuite, sur plus de 100 mètres, les calcaires gris blanc du Kimméridgien, en gros bancs massifs. Puis, précédés par un calcaire marneux plus épais, les calcaires blanc crème massifs, sans stratification apparente et très cristallisés, du Portlandien à faciès tithonique (150 mètres)

c)-Les faciès dolomitiques: la série type qui vient d'être présentée est fortement perturbée par la dolomie et

d'autant plus qu'on va vers l'Ouest et vers le Sud. Le carbonate double de calcium et de magnésie, apparaît-- comme il est fréquent en Bas-Languedoc et à l'Occident du méridien de Montpellier -- dans le Bathonien (Fertalières, Aumelas). On le trouve encore dans le Callovien (route de Cournonterral à Château-Bas-d'Aumelas); dans le Rauracien à l'Ouest de Poussan; il imprègne localement le Kimméridgien en divers points de "l'Eperon Jurassique" (cf. Poussan). Enfin le Portlandien montre quelquefois une dolomie macro-cristalline de couleur rosée.

d)-Le Crétacé inférieur de la portion orientale du "pli" de Montpellier: dans la partie Est du "pli" de Montpellier, le Jurassique est enveloppé par le Crétacé inférieur. Plus massif à la base, le Berriasien passe progressivement au régime des petits bancs auxquels succèdent les calcaires marneux et les marnes du Valanginien.

La prédominance écrasante, dans le "pli" de Montpellier des faciés calcaires et dolomitiques rend compte de l'importance du karst, de la longévité des surfaces d'érosion, mais encore de certains caractères de la réaction des masses rocheuses aux efforts de la tectonique.

2)-Structure du "pli" de Montpellier

La structure du "pli" de Montpellier se caractérise par une double dissymétrie.

il n'est guère utile de revenir sur la dissymétrie qui y oppose l'Est à l'Ouest sinon pour souligner qu'elle doit

être correctement interprétée. L'on doit tenir compte en effet de la dissimulation à l'observation directe d'une partie de l'architecture des terrains mésozoïques dont l'existence s'est pourtant trouvée corroborée, en ce qui concerne le secteur oriental, par le sondage dit "du Pont Trinquant" Sorte de jalon entre l'affleurement jurassique de Castelnaud et la Gardiole. Il s'agit évidemment de l'incidence -- bien postérieure à l'orogénie pyrénéo-provençale -- de la subsidence et de la fossilisation partielle sous les terrains néogènes. Néanmoins la relative faiblesse de l'exaltation orogénique à l'Est de la Cluse de la Mosson et, plus encore, de celle du Lez, telle que nous l'avons signalée plus haut est bien avérée. L'allure simplifiée de l'unité montpelliéraine dans sa section orientale est donc pour partie réelle, comme le suggère l'âge des terrains portés à l'affleurement, pour partie apparente, du fait du masque des dépôts transgressifs.

Plus significative du type architectural en cause apparaît la dissymétrie Nord-Sud. Elle résulte des traits suivants:

-La zone axiale se trouve déportée vers la bordure septentrionale.

-Ce flanc Nord, extrêmement court, revêt les formes d'une tectonique très violente et entre en contact anormal avec le synclinal de St-Paul-et-Valmalle.

-Le flanc Sud développe une série de replis supplémentaires moins serrés. Leur étalement s'accorde avec les manifestations d'une tectonique moins violente quoique les pendages

ne soient jamais tout à fait négligeables.

Dans la moitié occidentale, cette impression de relâchement des contraintes vers le sud est d'autant plus forte qu'elle n'intéresse pas seulement le plissement des couches, mais fait encore intervenir les failles transversales, de directions subméridienne à Nord-Est, Sud-Ouest. Celles-ci commandent des effondrements orientés au Sud-Est qui sont classiquement postérieurs à l'orogénie pyrénéo-provençale. Elles induisent aussi des images de décrochement, lisibles notamment aux affleurements du Causse d'Aumelas. Pourtant les rapports des accidents brisants avec les figures plissées ne se résument pas à ces relations simples. Des motifs anticlinaux et synclinaux se montrent sur ce flanc Sud dont l'axe ne ressortit pas de façon évidente à l'orientation des plis pyrénéo-provençaux; ils apparaissent liés à des failles majeures comme si le "stress" ondulant les couches dans l'un des blocs au contact avait trouvé un mode de résistance dans l'autre bloc, se dissipant en atteignant le plan de discontinuité. Ainsi se trouve posé, une fois encore, le problème de l'ancienneté de ces failles majeures, par rapport à l'orogénie pyrénéo-provençale, lors même qu'il est prouvé par des dépôts datés (comme par exemple dans le fossé de Fertalières) qu'elles ont rejoué après elle, à l'Oligocène ou plus tardivement encore.

L'étude d'un flanc méridional largement compris et prolongé jusqu'aux approches de l'Etang de Thau, la référence aux dépressions contiguës (fossé de Sainton, bassin de Ville-

veyrac, fossé de Montbazin) sont évidemment nécessaires pour éclairer une orogénie aussi nettement polyphasée. Quant à la Combe de Murviel, hormis son dessin quadrangulaire, le rôle des fractures dans la détermination de ses contours dont les reliefs nétablissent d'ailleurs qu'un faible commandement, elle n'apporte, à l'observation de surface, que peu d'indices capables de suggérer l'importance des disharmonies profondes. Sur ce point, les enseignements du sondage "Murviel I", forment le complément nécessaire à la compréhension véritable de l'architecture du "pli de Montpellier".

Pour la décrire, notre démarche s'inspirera des considérations qui précèdent.

a)-La zone axiale:

Elle se définit par les affleurements du Lias Supérieur et du Bajocien qu'enveloppent plus ou moins largement les couches bathoniennes. On les suit des environs du château d'Aumelas jusqu'à la dépression de Murviel-lès-Montpellier. Désormais, en tirant vers l'Est, l'Aalénien n'apparaît plus au jour, mais le Bajocien se signale encore à Castelnau, de part et d'autre de la Cluse du Lez. Toutefois, il disparaît à son tour, entre Castelnau et le Crès. Ce sont alors les dispositions des terrains du Jurassique élevé qui permettent le repérage de l'axe d'un pli de Montpellier à l'extension transversale apparemment considérablement réduite.

Les affleurements de l'Aalénien et du Bajocien sont discontinus. C'est en partie un fait d'érosion, pour le Lias

supérieur qui n'apparaît guère qu'à la faveur de l'inversion du relief. Mais c'est aussi et notamment pour le Bajocien, le signe de variations d'amplitude dans le mouvement positif de l'axe. De là des ensellements et des culminations. Rappelons:

- Les ensellements:

-Affleurements du Bathonien dans l'axe du thalweg du Valladas au Sud du tènement de Restinelière (Causse d'Aumelas)

-Demi-gouttière dessinée dans le Bathonien élevé dolomitique entre la faille de St-Paul, Valmalle, Fertalières d'une part et le dôme de la Rouvière d'autre part, à hauteur de Valmalle-les-Condamines.

-Nouvel ensellement à Crabouillès, entre les dômes de la Rouvière et du Mas de Védas, à coeur bajocien, il est vrai (donc peu marqué) mais rendu plus évident par le rapprochement des affleurements bathoniens, au Nord et au Sud.

-Selle synclinale sur un axe alignant le Mas-Dieu au Pioch Rouquier, entre les culminations du Mas de Védas et de Murviel. Les couches du Dogger sont ici brisées "en éclats de vitre" (M.GOTTIS)? Ce qui trahit à la fois leur rigidité et leur minceur et, d'autre part, la présence sous-jacente probable d'un matelas marneux du Lias supérieur.

Autre seuil structural, sis entre la Paillade, au débouché méridional de la Cluse de la Mosson, et la Vallée du

Verdanson, à la hauteur de Font d'Aurelle. Il offre un intérêt tectonique et paléogéographique des plus importants: il s'aligne sur l'extrémité Nord-orientale du fossé de Montbazin-Gigean, il a servi de voie de passage à la mer aquitanienne, amorçant ainsi la transgression qui se poursuit plus largement au Burdigalien et à l'Helvétien; en outre, il correspond sensiblement au rétrécissement latéral du "pli" de Montpellier qui s'amorce à peine plus à l'Ouest. Toutefois, la complexité des dispositions des terrains mésozoïques, à l'Occident immédiat, entre le Mas Neuf et Grabels, d'une part; d'autre part l'importance du recouvrement transgressif marin, plus à l'Orient, laissent pressentir qu'à côté de la relative simplification de la structure qui prévaudra désormais dans la suite de ce cheminement descriptif, l'intérêt se concentre surtout sur les affaissements tardifs vers le Sud et vers l'Est.

-Un dernier ensellement apparaît à Vendargues, entre les sections de Castelnau-le-Crès et de Baillargues-St-Brès, assez peu distinct dans la topographie, mais souligné par la conservation d'un lambeau du molasse burdigalienne; il semble correspondre à un décalage vers le Sud de la culmination axiale apparente du pli, de l'ordre de 500 mètres, ou, à tout le moins, à un phénomène de relais.

-Les culminations

Elles méritent une étude par secteur:

(I)-A l'Ouest de la faille de St-Paul-Fertalières:

Le Lias jaillit sous la forme d'une écaille chevauchant le flanc Nord du "pli" de Montpellier non loin et un peu

au Sud des ruines du Castellàs. Cet affleurement épouse la forme d'un arc à convexité tournée vers le Nord. Au droit du tènement de Restinclière, ce système écaillé débordé même le flanc inverse précité; de la sorte, les marnes du Lias "bavent" directement sur les couches rognaco-vitrolliennes, elles-mêmes renversées du synclinal de St-Paul.

A l'Est du petit ensellement du ru de Valladas, la zone axiale prend des caractères originaux: tandis que l'ampleur du chevauchement que cette unité réalise, vers le Nord, tend à diminuer, de telle sorte que le flanc septentrional inverse du "pli" de Montpellier reprend de l'importance, les affleurements de l'Aalénien Supérieur et du Bajocien, avec leur enveloppe bathonienne, s'élargissent considérablement, jusqu'à atteindre 3 kilomètres et une série de plissements se déroule dont les axes désormais assez rectilignes prennent une direction nettement Ouest-Est. Les charnières synclinales sont soulignées par le Bathonien Supérieur dolomitique. Mise à part la petite écaille du Bois de Mascla qui prolonge l'unité chevauchante signalée au paragraphe précédent, le Lias supérieur affleure deux fois au coeur des anticlinaux au Mas de Teule et dans le "nez plongeant" périclinalement vers l'Ouest dit de Valmalle-les-Condaminas. Les tracés de la Carte géologique concernant l'Aalénien et le Bajocien, soulignent la tendance de ces affleurements à s'élargir vers l'Est, contre le plan de la faille St-Paul-Fertalières. L'impression d'élargissement de la zone axiale qui résultait déjà de la multiplication des axes plissés s'en trouve

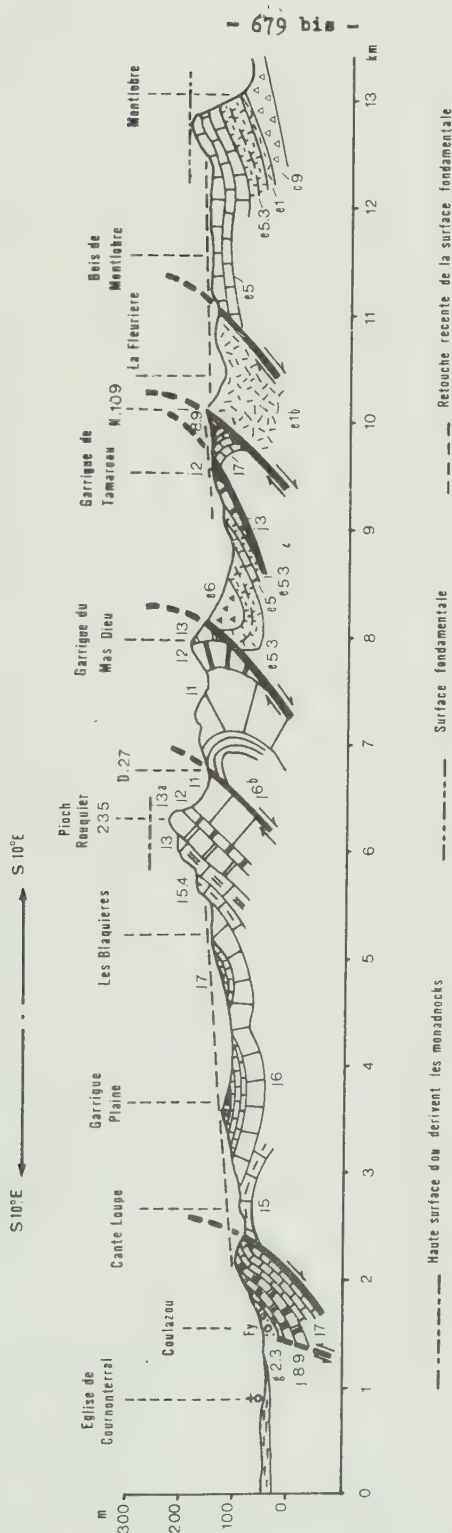
accrue, d'autant qu'on peut encore lui rattacher le repli du quartier de l'Arbounaraud où la dolomie bathonienne reposant normalement sur les calcaires à chailles de la partie inférieure de ce même étage se "résorbe en hauteur" périssynclinalement en direction de l'Est; et encore le repli anticlinal étroit et vigoureux qui se situe entre les ruines du Mas Ricard et la ferme Lamouroux; là dominé par la dolomie du Bathonien supérieur qui la ceinture, le Bathonien inférieur vulnérable dessine une sorte de combe "incipiente", au coeur de laquelle pointent quelques bombements, alignés selon l'axe de culmination tectonique, où M. GOTTIS a vu des calcaires siliceux bajociens, figurant des esquisses de mont dérivé, elles-mêmes très effacées.

II- A l'Est de la faille de St-Paul-Fertalières et à

l'Ouest de la dépression de Murviel-lès-Montpellier:

A l'Est de la faille de St-Paul-Fertalières, la zone axiale n'est que faiblement signalée par les dômes de la Rouvière et du Mas de Védas où affleure le Lias terminal. L'enveloppe de Dogger est plus continue et apparemment moins dissymétrique que précédemment; la zone axiale offre néanmoins un contact septentrional aux deux extrémités de ce domaine. De tels contacts, comme on aura l'occasion de l'écrire, se trouvent reportés et multipliés dans le flanc Nord.

L'aire où apparaît le Jurassique moyen est étroite: un kilomètre de large à peine sur les 5,8 kilomètres de long de ce compartiment. Elle forme une sorte de dorsale, moins élevée que le Causse d'Aumelas, mais dominant nettement comme les



**Coupe du fossé de Montbazin à la vallée de la Mosson à travers le pli de Montpellier
passant à l'Ouest de la "Combe" de Murviel.**

Fig. 99 .

Feuille de Montpellier au 1/50000ème

descriptions géologiques l'ont relevé depuis longtemps, les deux plateformes de Jurassique supérieur qui l'encadrent au Nord et au Sud. Cette disposition aide à l'identification de la zone axiale sur le terrain. Mais nous devons ajouter qu'elle ne dérive pas de la tectonique pyrénéo-provençale comme une conséquence directe de ces mouvements orogéniques. Il s'agit, en réalité, d'un alignement de "monadnocks" ainsi que nous le précisons. Comme tels, ils dépendent davantage de leur position par rapport aux phénomènes d'érosion suscitées par un diastrophisme plus récent.

Le dôme de la Rouvière n'a pas donné lieu à une spectaculaire inversion de relief. Le lias n'affleure qu'au flanc gauche de la gorge du Coulazou qui ne subit, à cet endroit, qu'un élargissement insensible, dominée qu'elle est d'environ 100 mètres par le sommet synclinal de Crabouillès. L'inversion de relief est au contraire nettement réalisée, pour une profondeur de 30 à 80 mètres, sur 200 mètres de long et 500 mètres de largeur, à partir de la vallée surimposée du ruisseau de Révirades, pour le dôme du Mas de Védas. Ses bordures sont dissemblables: alors que les couches se redressent sur son flanc Nord, proches de la verticale et selon une orientation Ouest-Sud-Ouest, Est Nord-Est, le flanc méridional est effondré par une faille Sud-Ouest, Nord-Est, au droit de l'ensellement qui sépare cette unité de la culmination de Murviel.

III- La "combe" de Murviel:

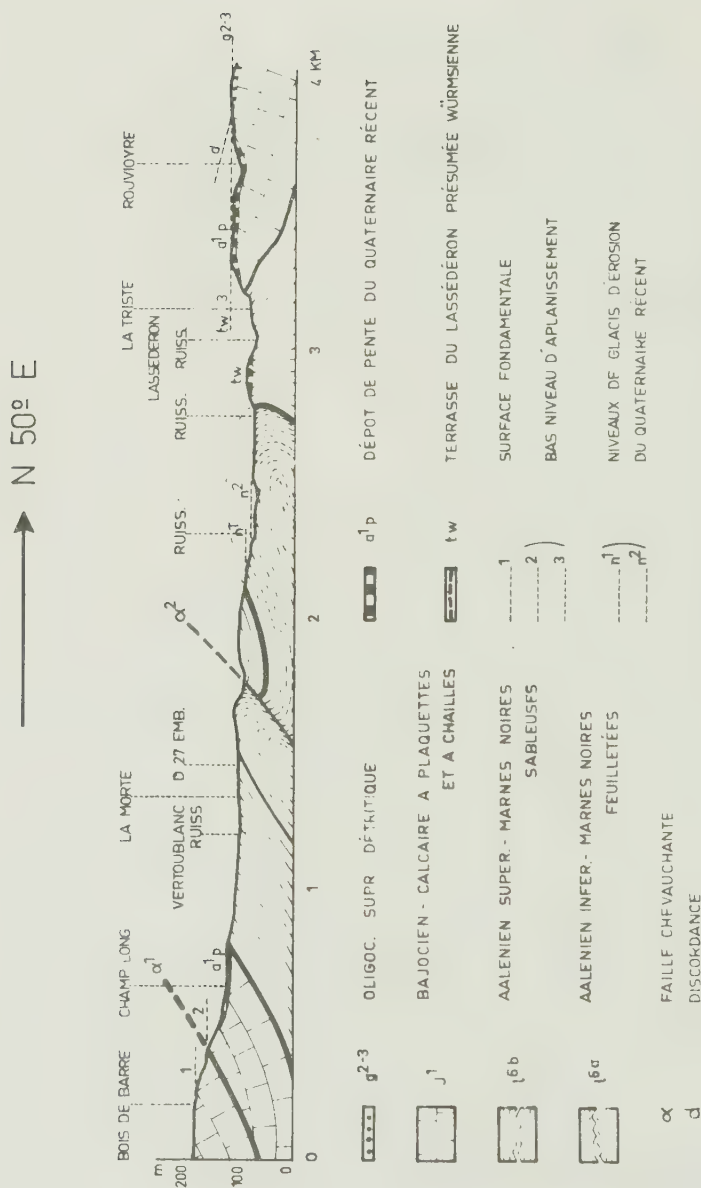
La dénomination : combe, est traditionnelle. De fait, c'est une dépression créée par l'inversion du relief dans les marnes du Lias supérieur qu'enveloppent les calcaires moyennement résistants du Bajocien et qui correspond sans doute à la culmination tectonique maximale du "pli" de Montpellier. Dans la partie orientale de cette dépression en effet ce n'est plus l'Aalénien terminal qui affleure mais il s'agit des marnes noires de l'Aalénien inférieur.

Toutefois, la ceinture des hauteurs sculptées dans le Dogger est loin d'être régulière. D'une part, elle montre des commandements inégaux (60 mètres à l'Ouest, 20 à 30 mètres au centre), s'effaçant même à l'Est, vers le lieu-dit Pouzet où le creux liasique est directement dominé par les cailloutis paléogènes, couronnés de matériaux de versants mobilisés au Quaternaire. D'autre part elle affecte une forme polygonale curieuse n'évoquant nullement une boutonnière simple.

La carte et le terrain montrent que le rôle des failles est décisif -- plus difficiles à mettre en évidence dans les marnes noires, de lecture plus aisée au niveau des marges calcaires. Elles relèvent, du reste, de deux types et se rapportent vraisemblablement à des âges différents, tout au moins en ce qui concerne leurs ultimes rejeux.

-Certaines, de direction grosso modo Ouest-Est, inverses et du type chevauchant, sont étroitement liées à l'orogénèse pyrénéo-provençale. Ce serait le cas d'un accident pro-

Fig. 100 .



COUPE DE LA COMBE DE MURVIEL-LES-MONTPELLIER

bable, aligné de Tières à la Rompude, grâce auquel l'Aalénien inférieur dessinant une longue apophyse en direction de l'Ouest, semble entrer en contact anormal, sur la limite Nord de cette figure, avec l'Aalénien supérieur. C'est sûrement le fait du contact également anormal de la Garrigue du Mas-Dieu-la-Rouquette par lequel le Jurassique de la lèvre Nord de la dépression de Murviel (Bathonien et Callovien) chevauche l'Eocène du Mas de la Tour et des Quatres Pilas. De tels contours laissent supposer un système d'écailles- hypothèse qu'a confirmée le sondage de Murviel I, sis à l'Est Sud-Est de ce village, avec des déplacements tangentiels d'une ampleur qu'il était difficile de soupçonner par le seul examen de la surface (environ 4 kilomètres). En d'autres termes, nos failles inverses "s'aplatissent" rapidement dans l'infra-structure.

-Les autres accidents cassants sont normaux. Certains s'accompagnent de décrochements de l'ordre de 500 mètres à un kilomètre. L'un contribue à l'isolement du Pioch Rouquier (235 mètres) dont les couches bathoniennes et calloviennes sont en position de crêt, au Sud-Ouest de Murviel; sur le flanc opposé de la Combe, un autre accident dont le regard s'inverse du Nord au Sud, détache le Puech Rouquier (177m) et le Bois d'Aillen. Ceux de direction "varisque": faille de Murviel, Bois de la Barre, les Gardies; faille du Mas Renard, le Petit-Devois, correspondent à un système "en touches de piano", s'achevant par affaissement en bordure du fossé de Montbazin. Il paraît logique de lier leur activité au dépôt des cailloutis de l'Oli-

gocène élevé de N.D. de la Paix dans lesquels nous voyons leur formation corrélative. Il s'agirait donc, au moins pour une étape de leur jeu, d'accidents oligocènes "cévenols" recoupant la chaîne pyrénéo-provençale et effondrant tels de ses panneaux en direction du Sud-Est.

Aussi sont-ils partiellement responsables des commandements inégaux des bordures de la dépression de Murviel. Toutefois, l'on se tromperait en attribuant directement ces variations d'altitudes aux rejets théoriques globaux des failles normales. En réalité, les lèvres de la Combe de Murviel, tranchent des plateaux usés par l'érosion subaérienne, non en fonction d'une seule surface, d'ailleurs, mais bien de trois niveaux: les cotes supérieures à 190-200 mètres relèvent ici de notre système des "monadnocks"; celles de 150 à 160 mètres se réfèrent à la surface fondamentale; entre 120 et 90 mètres se développent, particulièrement au Sud-Est un 3ème niveau. Ce dernier montre un paysage de friches reboisées, témoignant de sa conquête au profit de l'ager dans un cadre microfondiaire; cela suppose une terre arable assez fournie, prise aux pièges du karst superficiel. Cette terre rouge est l'héritage, par altération, d'une couverture de molasse démantelée. Pourtant la surface infra-miocène, n'est sûrement pas intacte. Regradée après exhumation, elle s'aligne sur un de nos bas méplats néogèneset, finalement, s'y incorpore. Dans la genèse de ces aplatissements, tels que nous l'avons conçue, la tectonique cassante et les déformations d'ensemble ont joué un rôle décisif. Il faut donc, en fin de compte, accorder une responsabilité au

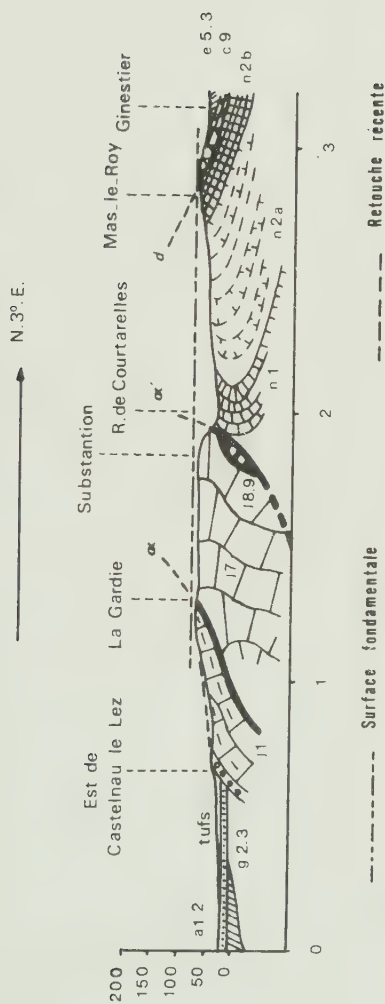
moins indirecte à ce diastrophisme oligocène et post-oligocène dans l'aspect des bordures de la Combe qui n'ont de netteté qu'à l'Ouest et au Nord, tandis que la dépression s'ouvrirait largement, à 40 ou 50 mètres à peine, au-dessus de la plaine de Montbazin n'était le petit réseau de la rivière Lassederon, affluent de la Mosson qui la traverse. Son inadaptation à la structure est évidente; ses relations avec l'aplanissement fondamental en amont et la surface néogène à l'aval -- sans doute, pour cette dernière, d'abord au travers d'un mince voile de dépôts molassiques -- ne sont pas moins claires. Mais une telle disposition n'exclut pas les adaptations de détail: tour à tour, le Lassederon et son affluent anonyme coulant au pied du Pioch Sérié, respectivement dans les parties Est et Nord de la dépression, se trouvent, pour un court trajet, en position orthoclinale. Encore est-il utile de relever que le Lassederon ne réalise qu'une concentration hydrographique imparfaite. De tracés parallèles au sien et parallèles entre eux, les ruisseaux de Vertoublanc et de Pignarel conservent leur indépendance. Bien qu'ils paraissent amorcer leur cours dans la "combe", ils sont antérieurs à la mise en valeur de cette dernière, ce qui explique la façon dont ils s'évadent de son enceinte. Deux remarques à leur propos; d'une part, le parallélisme des tracés d'ensemble évoque un réseau proche du type élémentaire que complètent les rûs voisins de Garonne et de Ste Cécile, propre à souligner le style de glacis rocheux qui est celui de l'aplanissement inférieur; dans la mesure, d'autre part, où un début d'organisation et de hiérarchisation est in-

tervenu à la faveur de l'affouillement des marnes noires, c'est autour de leur vallée qui s'est ordonné l'étagement des formes quaternaires, comme il apparaît sur la coupe ci-jointe. Consignons seulement afin de n'y pas revenir que terrasses du Lasse-deron ou dépôts de pentes et glacis ne peuvent relever que d'un Quaternaire récent (pour l'essentiel le Würmien).

Au terme de cet examen où des notions proprement morphologiques sont venu épauler les données que l'on tire de l'analyse structurale, nous pouvons préciser enfin la nature de la dépression de Murviel. Induite par l'inversion du relief, à la faveur d'une culmination tectonique, elle se définit bien comme une variété de combe. Mais elle n'éventre pas un pli simple; en fait, elle s'ouvre aux dépens de deux écaillles anticlinales, la plus méridionale chevauchant l'autre. La nette disharmonie existant entre les marnes aaléniennes plissotées et le Bajocien, beaucoup plus rigide (encore que parfaitement compétent), la figure qui résulte de leur érosion montre des traits intermédiaires entre ceux d'une combe classique et ceux d'une "fenêtre". La présence, aux lèvres, de trois niveaux d'érosion, les effondrements et mouvements d'ensemble vers le Sud-Est, l'absence d'unité hydrographique viennent ajouter leur singularité à ce tableau d'irrégularité flagrante.

IV-La zone axiale à l'Est de l'ensellement aquitanien.

Le Bajocien qui la signale, se retrouve vers Castelnau, de part et d'autre de la Cluse du Lez; sa vulnérabilité y crée un paysage caractéristique. Non que les côtes d'altitude



Coupe du Pli de Montpellier et du Sud du synclinal de Jacon passant à l'Est immédiat de Castelnaud le Lez

Feuille de Montpellier au 1/20000ème nos 4 et 8

maximales soient inférieures à celle des autres terrains jurassiques qui entrent dans l'architecture de cette partie du "pli" de Montpellier, mais le ravinement y est plus prononcé et la surface d'érosion, ici dérivée du niveau "fondamental", moins bien conservée. On sait qu'en cet endroit, le Bajocien forme une écaille, poussée sur le Séquanien qui le jouxte au Nord-contact anormal, mais entièrement nivelé, comme on peut le voir sur la coupe annexée à ce texte.

A l'Est du Clos de l'Aube Rouge, toute complication disparaît et bien que la tendance au chevauchement persiste, encore que fort amoindrie, sur le Néocomien du synclinal de Jacou, l'ensemble des affleurements jurassiques du pli de Montpellier dessine au Nord-Est du Crès, une terminaison périclinale modérée, d'ailleurs pratiquement nivelée dans la topographie.

L'ensellement de Vendargues et son lambeau de recouvrement néogène oblitèrent les relations du périclinal du Crès avec le pli de Baillargues-Vendargues, à coeur argovien dont il est difficile de savoir s'il prolonge réellement la zone axiale ou non.

b)-Le flanc septentrional du "pli" de Montpellier et les accidents de l'avant-pays: affecté de pendages variables, mais presque partout en position inverse, le flanc Nord de l'unité montpelliéraine a été poussé en direction de l'avant-pays. Celui-ci s'en est trouvé perturbé avec une intensité qui diffère d'un lieu à l'autre, tant en raison des inégalités afférentes à la poussée reçue qu'à proportion de la résistance offer-

te. Des combinaisons de ces facteurs nous tirerons l'individualisation de secteurs.

(1)-La zone frontale du "pli" de Montpellier au Sud-Ouest du Château d'Aumelas (ou Castellás):

Au contraire de ce qui se passe plus au S^W, entre Vendémien et Plaisan, soit au droit du flanc "méridional" du "pli" de Montpellier où les terrains lacustres, de faciès provençal, et discordants, se bornent à mouler les ondulations affectant les couches mésozoïques de l'anticlinorium, face au flanc Nord qui débute avec le secteur qui nous intéresse ici, l'avant pays s'avère fortement disloqué.

Dans la partie méridionale de ce secteur, sur la rive gauche du ruisseau de Rouveyrolles, les plis de cet avant-pays passent sous la masse jurassique chevauchante dont la bordure leur est oblique. La surface de contact anormal paraissant généralement peu pentée.

Par suite de l'activité de l'érosion, les axes synclinaux se signalent par la conservation de leur carapace lutétienne; le coeur des anticlinaux est érodé jusqu'à l'Eocène inférieur; tandis qu'un liseré rognacien, subordonné à la limite du Jurassique, prouve que ce dépôt a été emballé dans le déversement et la translation du flanc septentrional inverse de l'unité montpelliéraine.

Il en va un peu différemment dans la moitié Nord de ce petit domaine où le Lutétien, moins démantelé, montre plus de continuité dans ses affleurements. La plupart de ces ondu-

lations d'avant-pays ne parviennent plus, à l'Est, jusqu'au front du Jurassique; elles n'en sont pas moins déviées vers le Nord-Est, à son approche. Ainsi les synclinaux des Puechs Rouire et Nègre; les anticlinaux du Mas d'Encoste et du Puech Blanc. Ces plis sont naturellement déjetés vers le Nord et les charnières-spécialement anticlinales - sont marquées par des accidents inverses et montrent une tendance au chevauchement. Ainsi passe-t-on progressivement au régime des écailles qui prévaut avec le changement d'orientation du front mésozoïque passant du Sud-Ouest, Nord-Est à la direction Ouest-Est.

L'unité chevauchante est elle même plissée: un anticlinal bute à l'Est contre une faille sub-méridienne qui passe en contre-bas du Castellas et s'aligne sur le Mal Pas, entraînant un très léger décrochement du Rognacien chevauché.

(11)-La zone frontale du "pli" de Montpellier à l'Est du Castellas et jusqu'à la faille de St-Paul à Fertalières.

C'est dans ce secteur que l'observation offre les conditions les plus spectaculaires. C'est d'abord, en ces garrigues imparfaitement habillées par la végétation, le fait du contraste manifeste de couleurs qu'offrent les termes ultimes de la série mésozoïque renversée du flanc Nord (calcaires blancs du Jurassique supérieur) et les couches rouges du Dano-Rognacien qui leur sont anormalement subordonnées. Par ailleurs, entre ces deux ensembles, sont conservés des coussinets de bauxite, mur et toit sens dessus dessous. Ils ont donné lieu à des re-

cherches dont les déblais sont très apparents et qui ont eu pour effet de dégager quelque peu le plan de chevauchement du Jurassique: son inclinaison apparaît très variable d'un lieu à l'autre comme l'a signalé M. GOTTIS.

-Le flanc inverse du pli de Montpellier n'a guère que 300 mètres de large au niveau du Castellàs. On a vu qu'il était oblitéré par le Lias de la zone axiale un peu à l'Ouest du méridien de la ferme de Restinclières, bien que deux ~~klip~~-pes minuscules de quelques mètres (Sud du Puech de Cougniou) témoignent de la persistance du même style structural. Le flanc inverse, s'élargissant de nouveau, approche les 500 mètres à l'Est, au voisinage de la faille de St-Paul-Fertalières.

-Toutefois, non moins intéressantes que l'unité montpelliéraine elle-même sont les figures structurales que sa poussée a dessinées où se répètent les effets de chevauchement: deux sous-secteurs doivent être distingués:

-Le sous-secteur occidental :

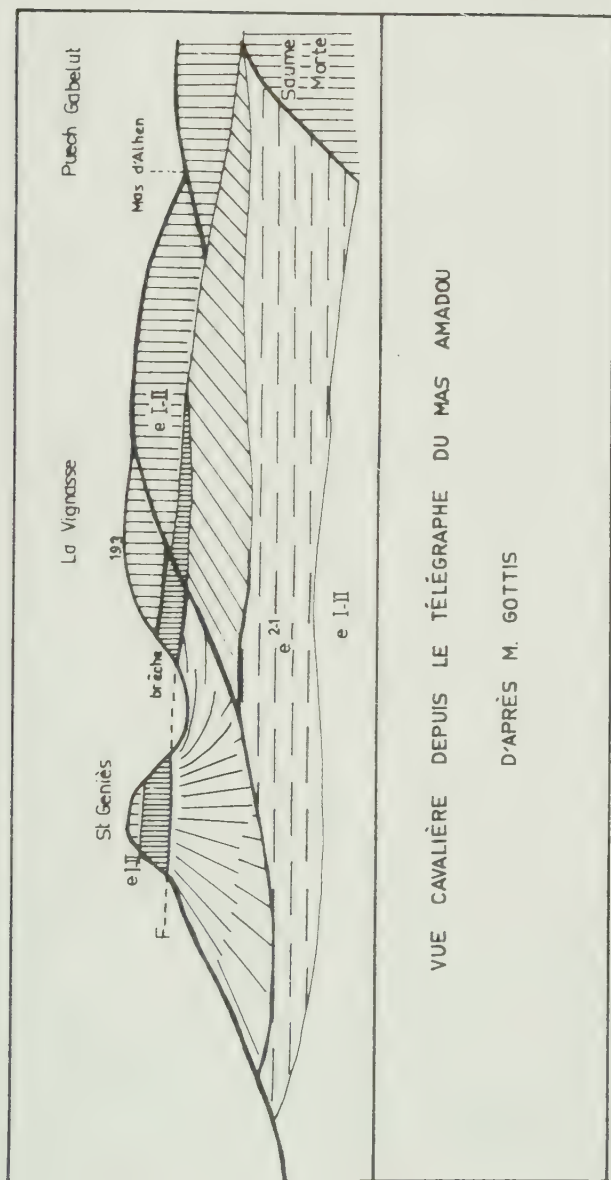
L'ensemble des collines et plateaux lutétiens qui s'alignent, des Puechs Nègre et Blanc à la Saume Morte forme une écaille, chevauchée au Sud par le Dano-Eocène de Lieuze Pelat et poussée au Nord, contre les hauteurs des Corrèges. A la ferme de la Taillade même, sur la Nationale 109, le Lutétien allacchtone vient jouxter, sur quelques centaines de mètres le Lutétien autochtone. Là, l'écaille recouvre et dissimule des cailloutis paléogènes qui réapparaissent, à l'Ouest, dans le ravin de la font du Loup et passent au Nord-Est, aux

Rompudes, sous le plateau de Saune Morte,

Au-delà, vers le Nord - Nord-Ouest, le Lutétien autochtone des Corrèges a réagi à la poussée de l'écaille ci-dessus décrite, en dessinant un anticlinal dissymétrique dont les pendages élevés sont visibles aux bords mêmes de la Nationale 109 dans les lacets de la descente, sous la Taillade. Ce pli est éventré en combe et drainé un peu obliquement par rapport à son axe grâce au ravin de Salinière. Sur le prolongement oriental de cet axe, au Sud immédiat du Puech Auriol, la fausse cuesta lutétienne induite par la faille de la Boissière, au-dessus de l'extrémité méridionale du bassin du même nom, amorce un vigoureux rentrant dû à l'érosion qui n'est autre qu'une demi-combe, dérivant d'ailleurs d'une structure faillée. Plus au Nord, encore, dans le Lutétien autochtone et son substrat Vitrollien, on ne trouve plus que quelques courtes failles soit de direction Ouest-Est, soit un peu obliques (les plus fréquentes: Nord-Ouest, Sud-Est, les moins nombreuses: Sud-Sud-Ouest, Est - Nord-Est). L'une d'elles décroche le grand accident de la Boissière, tandis que d'autres commandent un horst justifiant l'altitude du Signal coté 367 mètres.

Au total, qu'on mette en cause le dessin arqué de l'unité de Montpellier qui se serait avérée oblique à la poussée qu'elle transmettait ou, plus probablement, qu'on tienne compte du rôle de résistance représenté par le massif des Corrèges, il faut constater (hormis la belle écaille des Puechs Nègre et Blanc et de Saune morte) que les effets du cheveu-

Fig. 102 .



VUE CAVALIÈRE DEPUIS LE TÉLÉGRAPHE DU MAS AMADOU

D'APRÈS M. GOTTIS

chement s'arrêtent assez vite à l'Ouest de la faille de la Boissière. Il en va autrement à l'Est de cette cassure. Cette constatation tend à définir l'accident en cause comme pré ou synorogénique, fort antérieur en tout cas à son rejeu fini oligocène prouvé.

- Le sous-secteur oriental:

Là, face au bassin de la Boissière, la poussée du "pli" de Montpellier a imposé à l'avant-pays un système de déformations plissées et écaillantes.

L'écaille de la Saume Morte se prolonge vers la Vignasse, montrant une limite irrégulière qui exprime évidemment un certain recul imposé par l'érosion. En témoigne la petite butte de St-Geniès (196 mètres) qui n'est qu'un lambeau isolé de cette écaille, formée par le calcaire lutétien recouvrant (mais anormalement) les marnes et cailloutis de l'Eocène inférieur. La conservation de ce témoin trouve une explication convaincante du fait de la position axiale qu'il occupe dans une gouttière synclinale (Bois Nègre) sur laquelle nous reviendrons. Le front chevauchant de cette écaille se prolonge ensuite vers l'Est, passant entre le Mas d'Alhen et la cote 172 de la feuille de Montpellier n°5 au 1/20 000ème, atteignant la vallée du Coulazou au deuxième virage de la route de St-Paul à la Boissière et la dépassant même de quelques 600 mètres.

Cette limite englobe au Sud un petit synclinal dont la carène formée de calcaire de l'Eocène moyen est moulée par un méandre du Coulazou ainsi que par la route D.27 qui en épouse

la sinuosité. L'axe de ce synclinal se prolonge naturellement à l'Ouest et à l'Est de la vallée pré-citée; aussi peut-on, pour plus de clarté lui donner le nom du lieu-dit Liouzière. Lui succède au Nord un anticlinal qui naît aux Campas pour s'effiler périclinalement entre les cotes 221 et 249 au 1/20 000ème; il provoque, au Sud du Bois de Capion, un rentrant en demi-combe de la fausse cuesta du calcaire lutétien détachée par les diramations méridionales du grand accident de Vailhauquès- Montarnaud. Plus au Nord, le large synclinal Roueirasse- Cournieirasn se ferme à l'Est dans la carène dessinée du Bois Nègre à Capion et conserve, à l'Ouest le lambeau de St-Geniès pré-cité. Ce synclinal du Bois Nègre est limité, sur sa face septentrionale par une figure anticlinale difficile à désigner faute d'être jalonnée sur la carte par le moindre toponyme: son axe aligne à peu près les cotes 224, vers la Figuerasse, et 195 du Bois Nègre. Enfin vient un assez vaste ensellement synclinal dont la charnière axiale passe approximativement par le Mas d'Agrès, la Faysse et la Roque.

L'apparente régularité de cette succession de plis ne doit pas faire illusion. Armés d'une véritable carapace de calcaires lutétiens, puissant de près de 100mètres, que les efforts de l'érosion n'ont guère amenuisée, les synclinaux sont amples et peu dissymétriques, mis à part celui de Liouzière, le plus méridional. Au contraire, bien que le Lutétien aminci demeure présent à leur voûte, les deux anticlinaux se montrent aigus et déjetés. La tendance chevauchement s'y manifeste encore.

C'est ainsi que l'anticlinal des cotes 224 (la Figuerasse) et 195 (Bois Nègre) chevauche le synclinal du Mas d'Agrès-la-Fayssse la Roque, l'accident d'allure inverse qui les sépare provoquant un redan fort net de la fausse cuesta lutétienne, au-dessus du haut "bassin" de Montarnaud. De même le synclinal du Bois Nègre est compliqué d'une faille inverse dans le voisinage de son axe.

- Enfin l'unité de la Liouisière se trouve séparée du "pli" de Montpellier par des affleurements rognaco-vitrolliens abondants en couches rutilantes. Ce contact est également chevauchant, la Rognaco-Vitrollien tendant à passer sur le Lutétien.

(III)-La zone frontale du "pli" de Montpellier à l'Est de l'accident de St-Paul-Fertalières et jusqu'à la Lande de la Soucarède (Ouest de Grabels .

L'aspect de cette bordure varie quelque peu en fonction de l'exaltation de l'orogénèse qui n'est pas constante tout au long du "pli" de Montpellier. Mais l'influence du mouvement orienté du Sud au Nord s'y fait partout sentir.

--L'accident de St-Paul-Fertalières, en traversant le front du "pli", ne décroche que de quelques mètres vers le Nord le compartiment oriental. Le contact anormal du Jurassique supérieur, chevauchant le Vitrollien rutilant demeure toujours souligné par l'interposition de paquets de bauxite reposant sous leur mur renversé. C'est, en somme, une disposition semblable à celle relevée dans le ravin des Baisses ou le valon de la Prade. Deux écailles accidentent cette portion du

front Nord: celle du Mont Galhar (153m) où le Jurassique vient recouvrir l'Eocène supérieur détritique et celle des Méjanelles où le terrain chevauché est un calcaire tertiaire.

-- Immédiatement à l'Est de ces figures, au Mont Long, dans les Garrigues de la Tour et aux environs du Mas-Dieu, le flanc Nord du "pli" de Montpellier disparaît sous des masses puissantes marno-bréchiques ou conglomératiques dont il a été reconnu que les éléments grossiers proviennent surtout de la partie occidentale de l'anticlinorium. Ces formations, nettement engagées dans les structures de l'édifice pyrénéo-provençal, sont d'âge éocène élevé. Leur affleurement principal correspond à un mouvement synclinal dissymétrique, chevauché au Sud par la Garrigue jurassique du Mas Dieu et d'autant mieux développé qu'ici, au droit des dômes de la Rouvière et du Mas de Védas, la zone axiale est plus étroite et ses culminations plus humbles.

-- Avec l'approche de l'aire d'exaltation orogénique de Murviel, le flanc Nord reprend de l'ampleur. Certes le synclinal bourré des marnes et cailloutis de l'Eocène supérieur se prolonge jusqu'à la faille subméridienne qui le ferme à l'Est vers la longitude de Bel-Air. Mais il est désormais séparé de la zone frontale par la Garrigue de Tamareau. Celle-ci, remarquablement aplanie n'a pas, pour autant, d'unité structurale: la série monoclinale du Sud-Est (Bosquet du Mas-Dieu) où affleurent tour à tour Callovien, Oxfordien, Argovien, Rauracien, vient chevaucher le Jurassique supérieur, Séquanien puis Kimme-

ridgien-Portlandien du Nord-Ouest (Devois de la Blaquièrre).

C'est là une écaille interne du massif mésozoïque. Le chevauchement frontal lui-même, demeuré inapparent depuis les environs de St-Paul, redevient observable à partir du Mas Thibaud. D'abord parallèle à la Nationale 109, il juxtapose brutalement le Jurassique terminal à l'Eocène inférieur. Puis il s'infléchit à l'Est-Nord-Est où il tranche dans le Vitrollien qui affleure au Nord comme au Sud de son passage, pour pousser jusqu'à la Jasse du Fond.

Quant à l'avant-pays, on y voit le Danien entrer en contact anormal avec le Vitrollien (accident du Sud de la ferme de la Soucarède) et le Vitrollien se situer de même par rapport au Lutétien (accident du Sud de la plaine des Fraysses et du Sud de la Fenouillède- Bois de Montlobre).

(IV)- La zone frontale du "pli" de Montpellier à l'Est de Soucarède.

-L'avant pays change ici de caractère:

Le substrat n'est plus jurassique mais néocomien. C'est le calcaire "miroitant" du Valanginien supérieur qui forme l'ossature des reliefs. Des crêtes modestes résultent de la mise en valeur des calcaires éocènes discordants sur le Crétacé. Les aires déprimées sont colmatées par les dépôts de l'Oligocène, abondants dans les aires tectoniquement déprimées de St-Gély-du-Fesc et d'Assas-Guzargues.

Certes, la direction pyrénéo-provençale est encore

lisible dans les motifs structuraux des environs de Clapiers et de Jacou- Mais, à l'Ouest et au centre de ce secteur, l'orientation subméridienne des axes de plissement (St-Gély-Assas) comme des failles des Matelles et de St-Clément, s'impose très nettement. Dans l'Est, proches de Teyran, il s'agit d'un système de dômes courts et de cuvettes aux bordures hachées d'accidents brisants.

Une écaille impliquant le Rognacien au Sud de Grabels, deux figures de chevauchement intéressant le Valangien au Sud-Est de Jacou, témoignent, d'une part, de la poussée exercée là encore par l'unité de Montpellier, d'autre part, de son affaiblissement par comparaison avec les effets qui ont pu en être relevés dans les sections déjà étudiées.

-- Le "front" du "pli" de Montpellier:

Il se caractérise par les variations de pente de la surface listrique.

Celle-ci est peu inclinée sous les Garrigues de Font Caude, dont la masse mésozoïque s'est, d'ailleurs, trouvée fortement amincie, sans cesser, pour autant de se montrer vigoureusement plissotée et étoilée de failles dites "en éclats de vitre".

A l'Est immédiat du Plan des Quatre Seigneurs, le Tithonique vient en contact avec un Berriasien très écrasé, selon une surface chevauchement qui paraît, cette fois, en forte pente.

Au Sanatorium de Bellevue, un lambeau de Burdigalien inférieur est conservé à la faveur d'un coin faillé dont l'effondrement nous semble très modeste. C'est, en tout cas, le signe que la transgression miocène a débordé, dans sa partie orientale, le "pli" de Montpellier, comme pouvait le laisser supposer le gisement de Lacoste, au Sud de Vailhauquès, et comme le prouvent, plus à l'Est, ceux des environs de Vendargues-Baillargues et du Nord de St-Brès-Valergues.

Non loin, lors du percement du tunnel de La Valette, des marnes helvétiques auraient été découvertes qui étaient, à l'époque, tout à fait "inattendues" en ce lieu. On en trouve mention sous la plume de M. DREYFUSS (1943). Toutefois, faute d'en pouvoir préciser la position exacte, M. GOTTIS (1957, 1964) n'exploite pas ce gisement incontrôlé, se contentant de remarquer qu'il pourrait fournir "un élément précieux pour l'appréciation du style tectonique et de la date des derniers grands mouvements orogéniques" (p. 168). A notre sens, c'est encore trop dire. Si ces marnes ne colmatent pas une simple cavité karstique, et si vraiment le Jurassique est venu les recouvrir, il ne nous paraît guère possible d'y voir autre chose qu'une disposition de collapse-structure, afférente au vide créé par l'érosion en avant de la limite frontale du "pli" de Montpellier et, donc, d'intérêt mineur. Rien ne subsiste plus, au moment où se forme ce dépôt marin, des grands phénomènes de poussée ou d'écoulement par gravité (selon que l'on adopte l'une ou l'autre hypothèse) qui, à la fin de l'Eocène, assuraient la translation vers le

Nord des pièces de l'édifice pyrénéo-provençal. Toute la tectonique de fractures inaugurée vers la fin de l'Oligocène et jusqu'à la présence toute proche du golfe aquitainien, développé au Nord de Font d'Aurelle, dénoncent le renversement général des pentes régionales en faveur de la création du golfe du Lion qui se précisera au cours des temps néogènes, comme on le sait. Un chevauchement des marnes helvétiques par le Jurassique, s'il était véritablement prouvé, ne saurait signifier rien d'autre qu'un incident local.

Il est plus important de remarquer, avec M. GOTTIS (1957-1964, p. 168) qu'à l'Est de la route de Mende (D. 17), "... le Tithonique, entièrement bréchique, repose, selon une surface pratiquement horizontale "... sur le Rognaco-Vitrollien, puis sur le Berriasien plissoté et dont les ondulations" sont dirigées obliquement à la masse jurassique".

Au long de la retombée Nord du bois de la Valette, le Tithonique, puis, à l'approche de la Cluse du Lez, les bancs d'un Jurassique stratigraphiquement moins élevé, portant des marques d'étirement, entrent en contact avec le Néocomien toujours selon le même style de recouvrement anormal. Mais la pente de ce contact se redresse rapidement. Sur la rive gauche du Lez, à proximité de la route de Castelnaud à Assas, une carrière permet d'observer le flanc inverse du Jurassique, poussant un "coussin" de Berriasien marneux, dynamiquement transformé en calcschistes,

L'accident frontal se poursuit encore plus à l'Est, d'allure verticale, si l'on s'en tient à son apparence en surface, mais probablement inverse en profondeur, ce qui ressort du reste, du dessin des Auteurs de la deuxième édition de la Carte géologique de Montpellier au 1/50 000ème. On peut prolonger la même figure tectonique au-delà du Crès, jusqu'à la hauteur de Vendargues, où elle est fossilisée par un lambeau de molasse burdigalienne (feuille de Lunel).

Plus loin dans cette direction, la retombée du pli de Montpellier ne paraît plus mériter le nom de "front".

c)-Le flanc méridional du "pli" de Montpellier.

Il diffère fondamentalement du flanc Nord. Sa tectonique est moins violente et, sauf une exception, entre la "plaine" Roubière et le Puech, les figures de chevauchement disparaissent complètement. Une certaine complexité ne s'y impose pas moins, dans une aire qui, à l'Ouest du méridien de Murviel, s'étend considérablement vers le Sud jusqu'aux abords du bassin de Thau. Reste que, signe d'une exaltation orogénique décroissante, l'importance des affleurements du Jurassique supérieur s'affirme progressivement en direction du Midi.

Dans la définition du style structural, les failles à côté de l'ondulation des couches, jouent un rôle de première grandeur. Parmi elles, on ne peut manquer de relever une sorte de fêlure, à la fois subméridienne et médiane, qui aligne, à la suite de l'accident de Vailhauquès- Montarnaud, ceux

de St-Paul-Fertalières, Fertalières- Mas d'Antonègre, Mas d'Antonègre- Mas Blanc et celui de Cansers, au Sud- Sud-Ouest de Poussan. Sur cette longue ligne de faiblesse se branchent des failles d'orientation Sud-Ouest, Nord-Est: telles celles du Mas ruiné de Cairol et du fossé de Sainton, Cette dernière se prolongeant, après le "noeud" de la Vignasse, par le Mas de la Crespine jusqu'aux abords du dôme écaillé de Murviel.

La présence des formations détritiques grossières de l'Oligocène élevé dans les fossés synclinaux de Fertalières et du Mas d'Antonègre tend à prouver que - pour partie, au moins- ces accidents, transversaux par rapport au développement d'ensemble de l'anticlinorium, ont joué lors de la crise dite cévenole, en ambiance de distension. Mais, d'autre part, ces motifs brisants ne sont pas indépendants des plis d'où l'on peut inférer, une fois encore que leur intervention s'est affirmée bien avant la crise d'effondrement post-orogénique et qu'ils ont joué un rôle déterminant dans la mise en place de l'architecture pyrénéo-provençale elle-même. C'est ainsi qu'au centre des panneaux déterminés par ces réseaux de cassures dont la maille n'excède guère trois kilomètres, s'étendent des aires synclinales plus ou moins complexes et de grand axe diversement orienté (cf, l'aire de l'Eglise de Cardonnet-Estagnol-Légitime; le Val du ruisseau de la Grande Combe; les ensellements de l'Ouest du Pioch des Montres et du Nord de la Garri-gue Plane que sépare une petite dorsale; les demi-cuvettes de Fertalières et du Mas d'Antonègre. Au col synclinal qu'emprunte

la route de Montbazin à Villeveyrac et au fossé de Sainton, nous ferons un sort spécial. Mais remarquons, en attendant, que la longue déchirure submérienne précitée que balisent la ferme de Fertalières, le Mas d'Antonègre le Mas Blanc et le lieudit Cansers, s'accompagne d'affleurements allant du Jurassique moyen au Rauracien et qui, cernés par des étendues de Jurassique élevé, traduisent une tendance anticlinale, mais suivant une direction assez inattendue dans l'édifice pyrénéo-provençal.

Plus au Sud, le pli de Poussan montre bien un axe principal dirigé d'Ouest en Est; mais c'est, en fin de compte, tout autant en fonction d'un axe secondaire Nord - Nord-Est, Sud Sud-Ouest que se disposent les affleurements de bauxite qui dénoncent, comme on le verra, une première étape de l'orogénèse et en soulignant le dessin sur la carte géologique.

Enfin, en bordure de la plaine Montbazin-Gigean, de Pignan aux abords de Cournonterral, une figure anticlinale, rendue assez difficilement lisible du fait des accidents brisants qui en compliquent l'épure, d'une part, de celui des effondrements qui en dérobent une partie sous les terrains tertiaires, d'autre part, s'oriente du Nord-Est au Sud-Ouest.

De la sorte, les ondulations Ouest-Est, habituelles à la tectonique pyrénéo-provençale que l'on s'attendrait à rencontrer préférentiellement sur ce flanc méridional de l'anticlinorium montpelliérain, n'apparaissent avec une grande netteté qu'à l'Ouest ou au Nord.

C'est à partir des grands traits évoqués ci-dessus et qui ne s'avèrent pas dénués de significations génétiques comme on n'aura pas manqué de le noter que nous en aborderons l'étude en détail.

(1)-Le Nord et l'Ouest du flanc Méridional du "pli" de Montpellier, marqués par une orientation typiquement pyrénéo-provençale des structures.

On peut retenir ici la proposition de M. GOTTIS (1957-1964, p.177) qui suggère que la limite de la zone axiale et du flanc sud soit fixée quasi-conventionnellement à un affleurement repère d'une facile identification lithologique, revêtant par ailleurs une certaine valeur morphologique: la "dalle" calcaire du Callovien supérieur, formant une barre appalachienne que l'on suit depuis l'Est de Mala Coste jusqu'au Mas Lamoureux, par la Pierre Plantée et Castelsec. Au-delà du Mas Lamoureux, décrochée d'une centaine de mètres au Sud par de petits accidents transversaux, elle reprend jusqu'au tranchant de la faille de St-Paul- Fertalières, jalonnée par les cotes 314, 311 et 304. Passé cet accident majeur en direction du Levant, le Callovien supérieur calcaire se détache moins bien dans un ensemble de plateaux dont les cotes sont un peu supérieures à 200 mètres; on le suit cependant en passant par les Hubats, Canitaud, traversant le Coulazou à la hauteur de la grotte de Ferailles. Plus vigoureusement, au-dessus de la "Combe" de Murviel, il forme l'ossature du Pioch Rouquier. En direction de la vallée de l'Hérault, le flanc méridional de l'anticlino-

rium s'envoie sous les sédiments transgressifs paléogènes (Eocène supérieur et Oligocène -- ce dernier jouant un rôle considérable au Sud, dans l'étendue de la feuille de Pézenas). Les limites des affleurements mésozoïques sont ici commandées par l'érosion et se montrent obliques par rapport aux éléments de la structure plissée.

Ceux-ci s'avèrent d'une lecture assez difficile, du moins à l'Ouest de Mala Coste où la dolomie tend à régner sans partage, rendant délicat l'établissement des limites stratigraphiques; en principe caractéristique du Bathonien supérieur, elle a pu, en effet, en déborder, verticalement les limites.

Néanmoins, à regarder les choses dans leur ensemble, le faciès dolomitique comporte au moins un enseignement: les dispositions où il est impliqué rendent compte de l'affaiblissement général de l'exaltation orogénique vers le Sud. C'est ainsi qu'au Puech Blanc, il affleure encore en position synclinale. C'est au contraire au coeur des deux anticlinaux plus méridionaux (donc à un niveau structural plus "profond") qu'on peut l'observer, grâce à l'inversion du relief. Ces deux anticlinaux, mieux identifiables à l'Est du méridien de Mala Coste, se caractérisent comme nous l'avons noté par leur axe Ouest-Est.

-- Le plus septentrional, dit de Combe-Longue - Mas de Figuière, dessine une sorte de boutonnière ouverte vers l'Ouest et dont le creux, de l'ordre de 20 à 30 mètres est extrêmement faible par référence aux pendages des couches,

relativement vigoureux. Ce n'est évidemment pas là une forme structurale directe. On aura reconnu une forme "en voie de révélation" appalachienne dont le dégagement est à peine amorcé aux dépens d'une surface d'érosion (notre surface "haute"). Le fond dolomitique de la Combe est dominé d'abord par de basses pentes marneuses, puis par des crêts calcaires. Cette dépression se ferme, à l'Est dans les plateaux rauraciens de la Matte Redonde (319m), de Clavelet et de la borne géodésique 336,5m.

Le mouvement synclinal qui fait suite au Nord(Boussières, cote 311) est net. Celui qui prend place au Sud Est est moins clair: non seulement parce qu'il est hâché de failles épianticlinales (les principales Sud-Est, Nord-Ouest, non sans rapports avec la translation du massif jurassique vers la zone frontale; les moins notables disposées à peu près orthogonalement), mais encore parce que l'ultime accident inverse que nous avons signalé, au Sud de la Fare et du Puech, pousse contre l'unité de Combe-Longue, l'anticlinal de la Plaine Roubière.

-- Ce dernier, plus méridional, également ouvert en demi-boutonnière, vers l'Ouest, sur le plateau dolomitique et d'ailleurs défoncé par le ruisseau de la Fare, affluent du rû de Rouveyrolles, se recommande par son ampleur (de 1500 à 1700 mètres de large). Il se ferme rigoureusement à l'Est, sur le Grand Puech (349,6m) et sur le sommet dit Peltouze, aux abrupts typiquement tournés vers l'intérieur. Les mêmes remarques s'imposent qu'en ce qui concerne l'unité de Combe-Longue.

savoir: 1°- le rôle des fractures pour lesquelles la direction Sud-Est, Nord-Ouest l'emporte sur le flanc Nord, tandis que la direction Sud-Ouest, Nord-Est est plus importante sur le flanc Sud. 2°: le type de relief de nature appalachienne et "en voie de révélation", ici à peine plus vugoureux que dans l'exemple précédent.

-- Plus au Sud encore, une troisième unité anticlinale se dégage, décalée vers l'Ouest. Elle naît de façon assez indécise, à l'extrémité du tènement de Légitime où le mouvement qui l'a édifiée est contrarié par le croisement avec l'axe synclinal Sud-Ouest, Nord-Est de l'Eglise du Cardonnet Estagnol; elle se prolonge par la "voûte" bathonienne du signal de Cabrials (Le Monier, 283 mètres, feuille de Lodève); la faille de Sainton effondre la plus grande partie de son flanc Sud.

Les motifs plissés de direction Ouest-Est, se retrouvent, mais exigus et serrés à l'Est de la faille de Bertalières, Ils sont marqués par les affleurements des horizons bathoniens et calloviens entre les Hubats et le "nez plongeant" bajocien qui représente, dans la zone axiale, la plongée périanticlinale du dôme liasique de la Rouvière.

(II)-L'anticlinal de Pignan-Cournonterral, de direction Nord-Est, Sud-Ouest:

Il se développe, en bordure de la dépression de Montbazin, partiellement effondré au Sud-Est.

On le décèle grâce à l'apparition du Bajocien dans l'arrière pays de Pignan. L'on assiste, par ailleurs, à la plongée de son axe vers le Sud-Ouest. Ainsi l'on voit affleurer successivement, dans cette direction: le Bathonien inférieur, le Bathonien dolomitique, le Callovien calcaréo-marneux, le Callovien calcaire, les couches et petits bancs de l'Oxfordien et de l'Argovien, le calcaire beige à gros bancs du Rauracien, les bancs minces du Séquanien.

La régularité des affleurements en cause est perturbée par des failles généralement normales et à regard Sud-Est. Par ailleurs, aux abords de Cournonterral, l'ampleur de la voûte anticlinale se trouve réduite du fait de son intersection avec l'axe du synclinal de la Garrigue Plane, elle tend alors à se réduire à l'Ouest de l'étroite croupe de Cante Loups. Dans la suite de la retombée périclinale, le "nez plongeant" Séquanien retrouve des dimensions plus importantes, qui passe sous le Kimméridgien partiellement dolomitisé de Cournonsec, entre la Baraque Ruinée de la cote 139 et les Devèzes (feuille de Sète au 1/20.000ème, n°1 et 2).

Un peu au Nord de Cournonterral, une sorte de demi-combe annulaire s'est créée aux dépens des couches faibles de l'Oxfordien-Callovien et du Séquanien, mis en contact par la faille Nord-Est, Sud-Ouest de Cante Loups. Cette demi-combe a été en partie comblée par un macroconglomérat extrêmement grossier d'âge oligocène moyen élevé. On peut l'observer commodément, le long des rives du Coulazou, à son débouché dans le

fossé de Montbazin-Gigean, un peu en amont du pont du Chemin-de fer. Le dépôt du conglomérat se suit, à partir de là, vers Fertalières d'une part, vers Pignan de l'autre - formation d'allure torrentielle mais dénonçant un transport fort court et pouvant être utilisée, de ce fait, pour dater les accidents qui ont effondré l'unité montpelliéraine en son rebord Sud-oriental.

(III)-Failles et figures plissées des parties moyenne et méridionale du flanc Sud de l'anticlinorium de Montpellier:

. -Les failles

Elles forment un système complexe de relais où le "noeud" de la Vignasse (feuille de Montpellier au 1/20.000ème, n°5) prend une importance particulière.

Le décrochement de St-Paul-Fertalières dont on sait que la lèvre orientale est, de surcroît, abaissée y rencontre la faille Nord bordant le fossé de Sainton. Celle-ci forme un accident normal mais complexe. Il naît quelque 500 mètres à l'Est du Mas de Lunès (feuille de Pézenas), s'oriente alors à l'Ouest- Sud-Ouest, Est - Nord-Est, direction qu'il infléchira au Sud-Ouest, Nord-Est, dans ses dernières manifestations. Un premier relais se manifeste au Mas de Barral (feuille de Sète). L'accident qui nous occupe rejoint alors la faille de la Bergerie des Perrufasses, à proximité de Sainton. Nouveau relais au Sud-Est de St-Amans (cote 326, feuille de Montpellier au 1/20 000ème,n°5).Au-delà de la Vignasse, il se poursuit

vers le Mas Crespine et la Gorge du Coulazou qu'il atteint au droit et à l'ouest du Puech des Montres. Son rejet, comme on le verra à propos du fossé de Sainton est variable, tourné au Sud.

A quelques 300 mètres au Sud-Est de la Vignasse, et comme relayant grosso-modo le décrochement de St-Paul-Fertalières, apparaît la faille jalonnée par Fertalières et le Mas d'Antonègre, également caractérisée par l'effondrement de sa lèvre orientale et dont le rejet atteint la valeur maximale de 300 mètres, entre ces deux fermes. Cette faille se prolonge, au Sud-Ouest, en direction du Mas de Cariol où elle décale d'environ un kilomètre le contact de la bauxite et du Crétacé supérieur avec le Jurassique, articulant une profonde indentation en bordure du Synclinal de Villeveyrac. La faille de Fertalières au Mas d'Antonègre est doublée par une sorte de réplique qu'on relève à quelques centaines de mètres au Nord-Est de ce Mas, pour s'éloigner d'abord de la première, puis venir recouper l'accident de Sainton près du lieudit Maurel, filant, enfin, vers les méandres encaissés du Coulazou.

Du Mas d'Antonègre jusqu'au Mas Blanc, selon une direction subméridienne, avec un léger infléchissement vers l'Est, se détache une nouvelle faille normale à compartiment oriental effondré qui possède quelques répliques. Toutefois, la cassure qui lui est subparallèle, à quelques 200 ou 300 mètres à l'Ouest, à hauteur du col emprunté par la route de Montbazin à Villeveyrac, montre un regard opposé. De la sorte, elles ménagent entre elles un horst où affleurent le Raura-

cien et le Séquanien, de relief partiellement inversé par l'érosion d'ailleurs.

Il est loisible d'admettre que, sous le voile de la molasse miocène, la faille alignée du Mas d'Antonègre au Mas Blanc est relayée par celle de Cansers, au Sud - Sud-Ouest de Poussan. Cette dernière qui montre aussi sa lèvre orientale affaissée, dispose d'une réplique dans un accident normal, non cartographié sur la feuille géologique de Sète au 1/50 000ème, mais bien visible dans le paysage, tant à cause des facettes dans la partie Est de son tracé que par son miroir lui-même, en voie d'exhumation de la molasse, pour la partie occidentale de ce même tracé, en bordure de la Nale 113, au droit de Bouzigues.

Imbriquée dans ce système de cassures, morcelée, se conformant, d'un compartiment à l'autre à des modèles un peu différents sans que, pourtant, l'on perde jamais de vue sa continuité dans l'étendue qui nous occupe présentement, l'on peut décrire, du Nord au Sud, une importante figure de culmination tectonique, intermédiaire entre le panneau anticlinal et le demi-horst. Si, en effet, un certain nombre des accidents brisants pré-cités (failles normales à lèvre orientale affaissée) relèvent d'une phase post-tectonique, inversement, d'autres (pré ou syntectoniques) sont étroitement associés à la géométrie du plissement pyrénéo-provençal.

Les figures de plissement-

Dans l'angle formé par les feuilles de St-Paul-Ferrières et de Sainton, à l'Est de la première et au Nord de la

seconde, la figure de culmination tectonique, signalée plus haut, s'arrête au flanc d'un anticlinal d'axe Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est, dont le "nez plongeant" à couche directrice de calcaire du Callovien supérieur s'ennoeie près du Mas Crespine.

Dans l'angle un peu supérieur à 90°, dessiné par les failles de St-Paul-Fertalières et de Sainton, à l'Ouest de la première et au Nord de la seconde, c'est en somme un "quart de combe", à coeur de calcaires et de marnes coupées de bancs dolomitiques du Callovien inférieur. Ces marnes forment les basses pentes du relief d'inversion qui la ceinture; la crête militaire est fournie, au Puech (316m.), par la dalle calcaire du Callovien supérieur. Au-delà de cette crête, dans le flanc monoclinal qui "descend" structuralement sur le synclinal de l'Estagnol, les couches faibles à bancs minces de l'Oxfordien-Argovien, ont été, bien qu'inégalement, dégagées par l'érosion. Elles constituent le versant que la route D.114, route de Cournonterral à la paillade, escalade au prix d'un lacet très aigu (cote 220); là, on peut observer les replis compliqués et disharmoniques de ces marno-calcaires sous les gros bancs du calcaire beige rauracien, lequel arme, ici, un second crêt, un peu plus élevé que celui du Callovien: Puech Cabre, 326m; Roc Vidal, 334m. Entre ces deux sommets, le crêt rauracien marque une involution prononcée qui n'est rien d'autre, répercutée au travers du synclinal de l'Estagnol qui s'en trouve quelque peu déformé, que l'ultime influence, vers l'Est, du mouvement anticlinal de direction pyrénéo-provençale de la plaine Roubière- Au Nord-Est du Puech

Cabre, vers Clavelet, la masse rauracienne est tranchée orthogonalement et décalée par l'accident de St-Paul-Fertalières. Au Sud-Ouest du Roc Vidal, une petite faille d'orientation Sud-Ouest, Nord-Est, et qui lui est parallèle, en provoquant un affleurement intermédiaire de l'Oxfordien-Argovien, commande le redoublement du crêt rauracien, au Sommet de St-Amans (cote 326).

Dans l'angle formé par les failles de Fertalières. Mas d'Antonègre et de Sainton, à l'Ouest de la première et au Sud de la seconde, c'est encore une sorte de combe incomplète que l'on doit décrire. Mais, se trouvant déjà dans une zone d'exaltation orogénique plus modeste, et, de surcroît, correspondant au compartiment abaissé par la faille de Sainton, le coeur et les basses pentes de cette dépression anticlinale sont formés par les marno-calcaires de l'Oxfordien-Argovien; tandis que le crêt occidental qui la ferme, constitué par la masse du calcaire rauracien résistant vient curieusement relayer, à une altitude très comparable (280m) mais avec des abrupts mieux marqués, la corniche Callovienne du compartiment précédent. Les couches stratigraphiquement plus élevées qui apparaissent alentour s'engagent rapidement dans la masse anticlinale de la Moure.

Avant d'examiner la structure de ce massif, notons, en bordure orientale de la figure de culmination tectonique submérienne dont nous venons de décrire les composantes, les dispositions assez semblables des bassins synclinaux de Fertalières et du Mas d'Antonègre où le Portlandien se trouve conservé, indépendamment de dépôts significatifs comme la bauxite et les

conglomérats paléogènes. Enfin, symétriquement, par rapport à la même aire de culmination subméridienne, rappelons l'existence de la cuvette synclinale de l'Eglise du Cardonnet-Estagnol.

--- Le massif de la Moure est divisé en deux parties par la faille Fertalières- Mas d'Antozègre- Mas de Cairol, comme l'on sait.

Le secteur situé au Nord-Ouest de cet accident constitue un ensemble de plateaux peu variés. Toutefois, à la retombée occidentale de l'aire de culmination anticlinale de la Moure, fait suite un ensellement centré sur le Bosc Viel et souligné par la continuité d'affleurement du Kimméridgien dolomitisé. Plus loin vers l'Ouest, font surface les couches du Séquanien et du Rauracien. Leurs dispositions montrent une série d'ondulation d'axe Oues-Est, développées assez régulièrement et selon des pendages relativement modérés entre La Garrigue Plainne et le fossé de Sainton.

Au Sud-Est de la faille Mas d'Antonègre- Mas de Cairol, l'attention se reporte sur l'aire de culmination subméridienne à allure partielle de horst que nous avons précédemment décrite. Limitée par des accidents brisants, elle est, en outre, signalée par des affleurements rauraciens et séquaniens. Les failles d'une part, la faible résistance à l'érosion des terrains séquaniens d'autre part, expliquent que cette zone de culmination soit lacérée par deux ravins longitudinaux à qui la complexité des détails de la tectonique cassante ramenant au jour le Rauracien résistant, n'a pas permis de développer une véritable

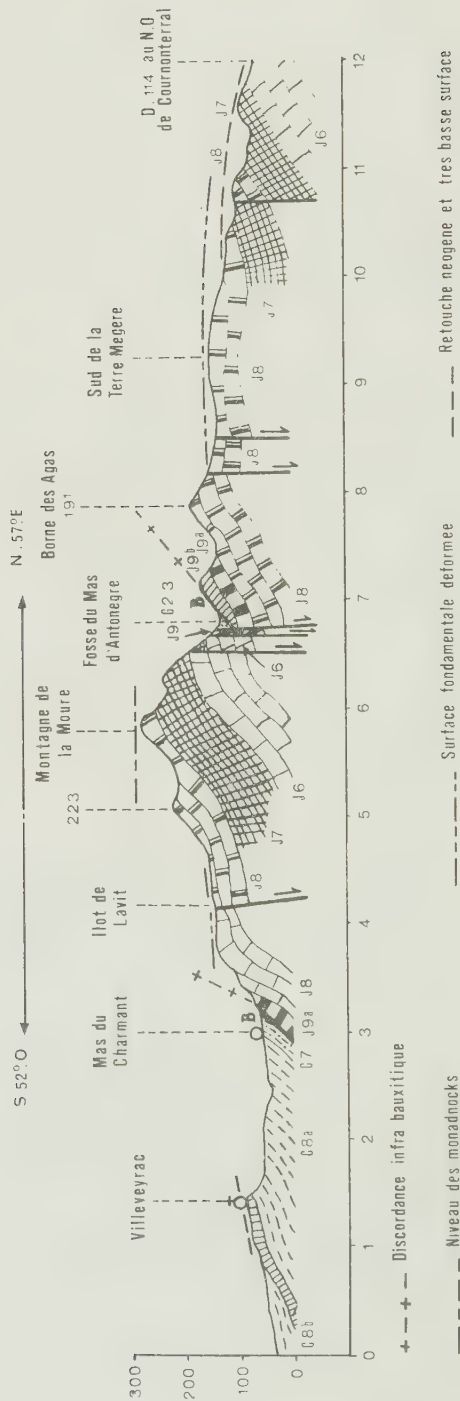


Fig. 103 .

Coupe de la Montagne de la Moure de Villeveyrac aux abords de Cournonterral

Feuille de Sète au 1/50000

inversion de relief.

Par rapport à cette culmination subméridienne, les deux flancs ne sont pas symétriques. L'oriental, le plus court, est effondré par la faille Mas d'Antonègre- Mas Blanc et ses répliques qui ramènent le Kimmeridgien largement dolomitisé.

Le flanc occidental, plus vaste, prend l'allure d'un assez large monoclinal et s'achève, accidenté de faillettes entre le Mas de Charmant et le Mas de Caircl, proche de ces lieux dits, selon une figure homologue du "nez plongeant" de Cournonterral comme l'a remarqué M.GOTTIS (1957-1964, p.180). Le dessin en est acquis, cependant, au niveau du Kimmeridgien et non à celui du Rauracien, signe supplémentaire de l'affaiblissement de l'exaltation tectonique en direction du Sud.

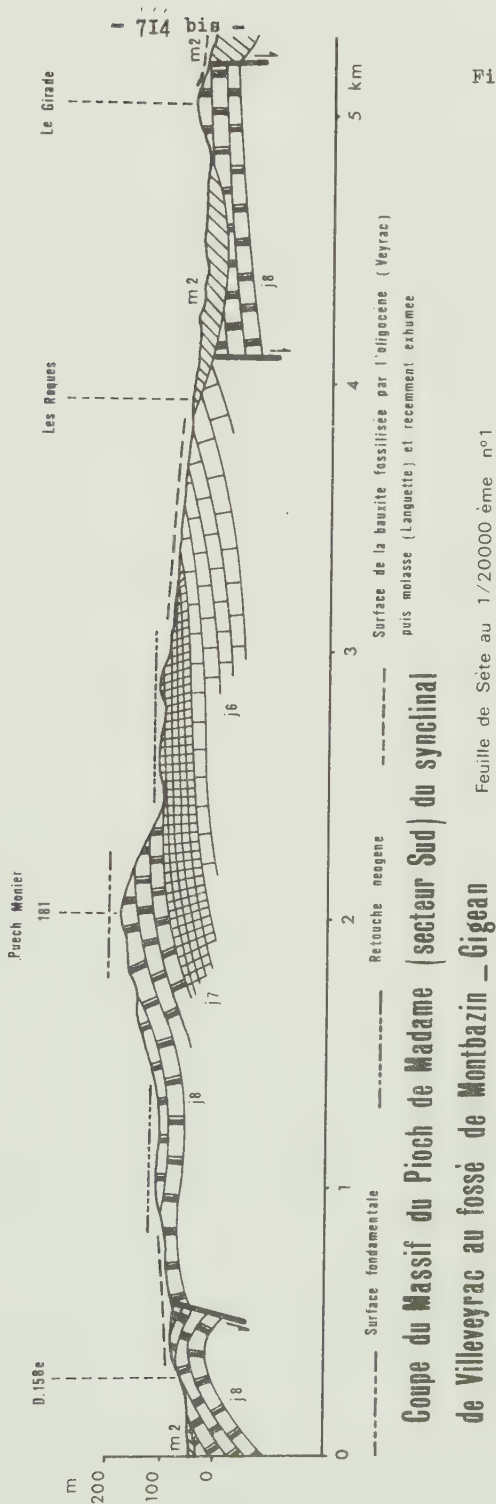
La dissymétrie de cette terminaison périclinale apparaît encore dans le sens transverse, c'est-à-dire méridien. Les couches plongent au Midi, vers le synclinal Ouest-Est, souligné par la route de Montbazin à Villeveyrac. A l'Occident de cette unité structurale apparaissent les niveaux du Portlandien (successivement: faciès purbeckien et coralligène) qui supportent les gîtes de bauxite et disparaissent sous le Bégudien. On peut voir, par là, que cette gouttière se relève à l'Est où n'apparaissent que des termes du Jurassique stratigraphiquement plus anciens, tandis qu'elle s'ennoie, à l'Ouest, vers le bassin de Villeveyrac. Deux failles Nord-Sud la traversent. La plus occidentale permet l'observation d'un phénomène classique de nature disharmonique: les petits bancs calcaires du

Séquanien, intercalés de marnes, sont intensément plissotés au carrefour des routes D2 et D5 comme il est habituel à l'approche d'un accident important; quelques cent mètres plus à l'Ouest, la dolomie kimméridgienne, plus massive, se montre seulement écrasée; les circulations d'eau, le long du plan de faille, ont entraîné altération et rubéfaction.

--- Le massif du Pioch de Madame-

Suivant une orientation légèrement différente (Nord-Nord-Est, Sud - Sud-Ouest) et avec une altitude actuelle moindre, la partie la plus méridionale de l'anticlinorium de Montpellier, à partir du Pioch de Madame, n'en offre pas moins une image assez semblable à celle de la Montagne de la Moure. L'axe de culmination subméridienne s'y prolonge: c'est le Rauracien qui y affleure, entre le Mas d'Antoine et le Mas Cambelliès. Même dissymétrie, du reste, avec un flanc Sud-Est court, effondré par la faille de Cansers, et un flanc Nord-Ouest, plus long où le Kimméridgien dolomitique succède au Séquanien. Même phénomène d'interférence: il est aisé de voir, sur la feuille géologique de Sète au 1/50 000ème que cette exaltation subméridienne recoupe des accidents orthogonaux. L'un d'eux est constitué par la faille du Mas d'Antoine, à compartiment Sud déprimé; elle provoque le recul, vers l'Ouest, des limites d'affleurements des termes les plus élevés du Jurassique; par là, elle paraît revêtir une valeur anticlinale: de fait, les sommets du Pioch de Madame (206 et 193m) et du Pioch Monier (181m) sculptés dans le Kimméridgien dolomitique, ont acquis, par inversion de relief,

0.9°S ————— E. 8°S



Coupe du Massif du Pioch de Madame (secteur Sud) du synclinal

de Villeveyrac au fossé de Montbazin - Gigan

Feuille de Sète au 1/20000 ème n°1

Fig. 104 .

un commandement d'une centaine de mètres, par rapport aux topographies développées vers Caytevel, à proximité de la route D.158e. Un autre accident aligne son axe sur les tènements de Cansers et de la Languette; bien souligné par l'ordonnance des pendages, il n'est autre que de l'amorce du grand anticlinal de Poussan qui se prolonge à l'Ouest, bien au-delà du tracé limitant la cartographie du Jurassique, jusqu'à Vinaigre (Montmèze) et la Briffaude.

Dans les environs de Poussan, l'intérêt se concentre sur les gîtes de la bauxite. M.GOTTIS a fait remarquer que de l'Ouest (Veyrac, Cabane Rouge) à l'Est (Mas Cambelliès) ce minerai repose sur des termes du Jurassique de plus en plus anciens; ce qui revient à dire que ce dépôt para-autochtone a pris place sur un biseau d'érosion.

On est donc conduit à rappeler: 1°- l'existence d'une phase de déformation anté-aptienne quels que soient, par ailleurs, son style et l'orientation des figures créées; 2°- l'effacement de ces structures par l'érosion et l'établissement du biseau où la bauxite a pris place, à peine remaniée; 3°- la reprise de la tectonique compressive, déformant les terrains qui servent de support à la bauxite, mais aussi sont toit.

d)- Les formations corrélatives de l'évolution du "pli" de Montpellier: fossé de Sainton, synclinal de Villeveyrac, fossé de Montbazin-Gigean.

De telles remarques conduisent naturellement à débrouiller par quelles étapes s'est mise en place l'architecture

du "pli" de Montpellier que nous venons de décrire. Deux méthodes peuvent être mises en oeuvre: l'une fondée sur les relations qu'entretiennent les figures de compression (ondulations des couches, chevauchements, failles inverses); l'autre, complémentaire, utilisant les enseignements des dépôts corrélatifs de cette évolution. Cette dernière méthode permet de comprendre que l'anticlinorium ne puisse être séparé des zones subsidentes qui l'entourent et servent de réceptacle aux débris que l'érosion lui a arrachés. Nous examinerons donc, ici, le "bassin" de Villeveyrac et l'environnement Sud-Occidental au "pli" de Montpellier, le fossé de Sainton et celui de Montbazin-Gigean.

(1)- Structure du "bassin" de Villeveyrac et de l'environnement sud-occidental du "pli" de Montpellier -

L'unité de Villeveyrac s'amorce entre les anticlinaux de la Moure et de Poussan. Convient-il de la désigner comme un "bassin" ou comme un "synclinal". La question n'est pas de pure forme: ces deux notions ont ici, conjointement, leur utilité; elles permettent de discerner deux aspects complémentaires de la réalité. Il convient, en effet, de mettre l'accent, d'une part, sur une aire de subsidence, caractérisée par une épaisse sédimentation principalement gréseuse et datée du Crétacé élevé, d'autre part sur un système d'ondulations des couches un peu postérieur à cette subsidence.

La subsidence:

Y compris le Mio-Pliocène discordant, dont le voile demeure confiné dans le secteur Sud de l'aire considérée, c'est

près de 2000 mètres de sédiments qui se sont entassés dans le "bassin" de Villeveyrac, au-dessus du biseau des terrains jurassiques, semé de gîtes de bauxite, souvent réfugiée dans des poches karstiques anciennes. Sous le Danien de l'Abbaye de Valmagne, les larges affleurements qui entourent Villeveyrac avaient d'abord été attribués exclusivement au Bégudien, c'est-à-dire au Maestrichtien continental qui en forme effectivement la part la plus importante. Cependant, à la base, vers le toit de la bauxite, composé de calcaires et de marnes verdâtres, avec un peu de lignite intercalé de grès, on n'a pas tardé à reconnaître les traces de courtes incursions marines qui permettent de situer très près du niveau de base général (lui-même variable) les formations ligniteuses signalées ci-dessus.

Près de Loupian, en bordure ouest de la route de ce village à Villeveyrac..." dans une carrière de bauxite exploitée par la Cie Péchiney (carrière de la Malotte) quelques lits interstratifiés aux couches bégudiennes du toit présentent un intérêt particulier. Ils contiennent, outre des débris de tests de Lamellibranches dont des Pectinidés, malheureusement indéterminables, de très nombreuses Entroques dont l'existence permet de penser à la manifestation d'un épisode marin à la base du Danien, en cette partie orientale du fossé sous-pyrénéen" (M.DREYFUSS et M.GOTTIS, 1946, pp.117-118 et M.GOTTIS 1957-1964, pp.183-184). La réalité d'épisodes marins, sous le Danien et à la base de la puissante série de Villeveyrac, est également admise par M.MATTAUER et F.PROUST (1962, pp.5-11); en

outre ces auteurs ont suggéré, grâce à des Foraminifères déterminés par G. GLAÏON que cette série pouvait être, pour partie, plus ancienne qu'il n'était généralement admis, certains microfossiles en cause pouvant être reportée au Cénomanién-Turonien.

Sur le terrain, de la périphérie vers le centre, affleurent donc les marnes et calcaires à passées grésoligniteuses du Maestrichtien (le plus souvent à faciès bégudien), puis les grés dits de Villeveyrac (niveau dit, ailleurs, des grés à Reptiles), puissants de 200 mètres et coupés de marnes brunes, de conglomérats et de bancs pisolithiques, les grés de Marcougné avec bancs calcaires, justifiant un crêt modeste, mais net, enfin la barre de Rognac qui domine les bâtiments de l'ancienne Abbaye de Valmagne, comme déjà noté. Parmi les matériaux qui composent ces formations en grande partie détritiques, il semble qu'un certain nombre proviennent de reliefs pyrénéens méridionaux, aujourd'hui abîmés sous le Golfe du Lion.

Ces terrains, en tous cas, s'étendent largement au-delà des abords de Villeveyrac, vers le Sud de Montmégé et vers l'Ouest, affleurant encore à Castelnau-de-Guers. Mais ils ont été repérés par sondage dans le sous-sol du Biterrois. Il y a donc là un puissant et large ennoyage du Jurassique. Cette subsidence importante a dû précéder quelque peu, les figures de plissement qu'on relève dans toute son étendue.

Le plissement

Trois traits le caractérisent. D'une part, une certaine dissymétrie, sensible dans la partie orientale. Autant

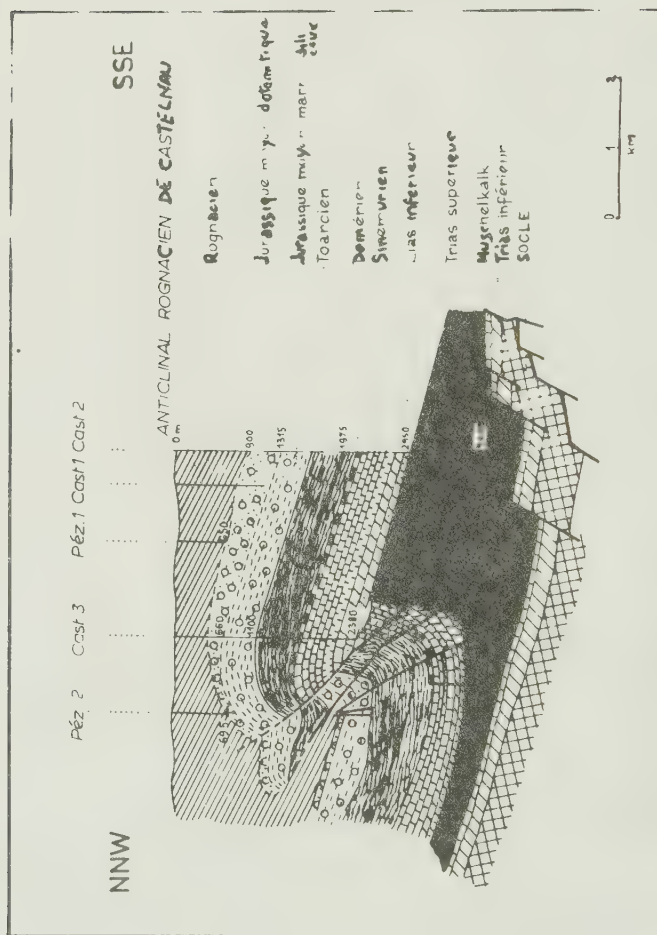
qu'on puisse en juger du fait du recouvrement néogène, les pendages de flancs Sud sont très doux. A la disposition quasi-verticale des "Dentelles" de Valmagne, on peut mesurer le redressement des flancs Nord. Toutefois cette impression doit être quelque peu atténuée par la prise en considération d'un second trait qui relève du phénomène de disharmonie. Emboîté dans le synclinal de Villeveyrac, celui de Valmagne, au niveau des horizons stratigraphiquement les plus élevés, se montre plus étroit. De même, en secteur Ouest, les structures profondes du dôme de Castelnau de Guers se sont révélées, par les sondages, beaucoup plus amples que l'échine que cette entité dessine en surface. Enfin, la continuité du plissement est compliquée par un phénomène de relais sur un méridien qu'on peut situer entre la Briffaude (sur la Nale 113) et le Château voisin de St-Martin. Il en résulte qu'on doit décrire séparément le secteur oriental et le secteur occidental.

A l'Est du Château de St-Martin, deux unités structurales retiennent l'attention. L'une est le synclinal de Villeveyrac- Abbaye de Valmagne. Ample au niveau des couches du Bégudien et du Rognacien inférieur, il se rétrécit à partir de la "barre" blanche du calcaire de Rognac qui enserme des niveaux de conglomérats et de marnes rouges de l'Eocène supérieur, donnant à leur tour des crêtes. Le centre du fond de bateau est occupé par une "flaque" de calcaire lutétien. La disposition de ce dernier, au flanc Nord du Synclinal, près du domaine de Marcouine, montre à l'évidence sa transgressivité

et sa discordance par rapport à des couches plus anciennes déjà plissées. Néanmoins, le fait qu'il se trouve affecté par la faille du Mas Novi qui décale également ces structures antérieures, atteste qu'il s'est trouvé impliqué dans les derniers épisodes tectoniques. Le flanc occidental du synclinal de Valmagne disparaît sous une couverture oligocène discordante où abondent les cailloutis.

Au Sud, le vaste anticlinal de vinaigre (ou Montmèze) dont la dissymétrie a été notée, prolonge, dans les terrains du Crétacé Supérieur le pli de Poussan. Très attaqué par l'érosion au niveau du Rognacien inférieur et moyen, son trait le plus remarquable apparaît sur sa terminaison périclinale, avec le grand arc de cercle que dessine le crêt du Rognacien supérieur, franchi par la Nale 113 à la Briffaude. C'est au-delà de cette terminaison périclinale que commence le secteur occidental.

Dans cette partie, la pièce centrale est formée par le dôme de Castelnau-de-Guers qui culmine à 116 mètres à l'Ouest du plateau des Parédous. Il naît entre la Madone et le Château de St-Martin, sous l'aspect d'une étroite bande de Garrigues, bien détachée au milieu des vignes, de faible relief relatif, allant s'élargissant vers la vallée de l'Hérault. La couche directrice est constituée par le dur calcaire de Rognac. Toutefois, en s'éloignant de la terminaison périclinale orientale, cette enveloppe s'est trouvée décapée par l'érosion. On voit affleurer alors des marno-calcaires crayeux blanchâtres dans lesquels



COUPE INTERPRÉTATIVE À TRAVERS LA STRUCTURE DE CASTEL-
-NAU-DE-GUERS—D'APRÈS M. GOTTIS

s'esquissent des figures de demi-combes annulaires, près de la Bergerie de Siau et non loin du domaine de Montplaisir. Les couches sous-jacentes caractérisées par un banc de grès calcaires ne sont guère apparentes que sur les pentes de la vallée de l'Hérault dont le tracé semble, ici, guidé par un accident souterrain qui tranche cette structure. Celle-ci est, d'ailleurs, en grande partie voilée par des masques transgressifs: oligocène et miocène. De la sorte, la retombée du flanc Nord, de faible pendage apparaît à peine au Sud du Château de St-Martin-de-Grave₃, en bordure de la vallée de l'Hérault, face à Pézenas. Le flanc Sud est accidenté par une faille oblique, de faible rejet, orientée Ouest - Nord-Ouest, Est - Sud-Est, à lèvre méridionale effondrée; elle décale les structures du dôme, se prolonge dans les marnolithes éocènes et tilants qui l'enveloppent à l'Est et vient décrocher de 500 mètres le Crêt rognacien du périanticlinal de Vinaigre-Montmèze, à la hauteur du Mas du Sole.

Divers sondages dont deux profonds, qu'exploite M.GOTTIS (1957-1964, p.186) ont permis de reconnaître les structures souterraines du dôme de Castelnaud-de-Guers. Des enseignements qu'ils apportent, nous retiendrons ceci: 1°- A moyenne profondeur (400-800m), le dôme se dédouble; les structures visibles en surface correspondent au mouvement anticlinal le plus méridional et le moins élevé tectoniquement.

2°-Le second, plus important, mais invisible en surface se développe à hauteur de Pézenas; d'où l'accident que nous sup-

posons plus haut, guidant la vallée de l'Hérault; il en ressort, évidemment, que les structures anticlinales profondes tiennent davantage de place que l'échine superficielle ci-dessus décrite.

3°- Quant aux sondages entrepris au-dessous de 2900 mètres, ils ont prouvé (écaille synclinale liasique et épaississement anormal du Trias) que le dôme de Castelnaud de Guers se rattache incontestablement au "complexe chevauchant" dont fait partie le pli de Montpellier.

On ne s'étonnera donc pas de l'absence de discontinuité que manifeste le réseau structural lorsqu'on passe du bâti jurassique à son enveloppe de Crétacé Supérieur et d'Eocène. Ce réseau se complète, dans ce secteur occidental de deux synclinaux qui encadrent le dôme de Castelnaud-de-Guers. Celui d'Aumes, rapidement masqué par la molasse; celui de Florensac, orienté au Sud - Sud-Ouest qui prend naissance dans la Serre du Château de St-Martin, entre le périanticlinal de la Briffautte et l'échine anticlinale des Parédous, pour s'élargir rapidement vers le Sud. Parmi les couches conservées par ce dernier, le vigoureux crêt lutétien du Pioch de Ky (92m d'altitude absolue, 60m d'altitude relative) constitue la forme d'influence structurale la plus remarquable.

Par rapport à l'architecture pyrénéo-provençale, les significations des fossés de Sainton et de Montbazin-Gigean sont fort différentes, bien que le premier soit profondément imbriqué dans la partie la plus massive de l'anticlinorium.

(II)-Le fossé de Sainton:

Nous en retiendrons la position, la profondeur, la longue durée de son évolution:

--- Compris entre l'anticlinal de Cabrials, au Nord, et le flanc spetentrional plus ou moins ondulé de la culmination de la Moure, ce fossé s'est effondré au sein d'une aire synclinale. Aux environs de Sainton, entre les failles bordières du fossé, et, à l'Est de ce mas, au-delà même de l'enceinte des accidents brisants, la cartographie des affleurements esquisse assez nettement cette disposition synclinale. En témoignent, en particulier, la conservation du Portlandien à faciès Puberckien et, d'autre part, les dépôts de bauxite et de Crétacé supérieur discordants.

--- Toutefois, le rôle des fractures est dominant, admettant, néanmoins, une certaine dissymétrie en ce qui concerne les deux bordures. La limite Nord du fossé est particulièrement rectiligne parce qu'asservie au grand accident de Fertalières-Sainton qui l'accompagne sur toute sa longueur. M.GOTTIS (1957-1964, p.181) en précise l'importance au long des 10km de son développement: "Le rejet de cet accident est variable, voisin de 300 mètres à proximité de Fertalières, il s'annule à 100 mètres à l'Est de Sainton, par suite de la coïncidence de deux dispositions tectoniques contraires à ses lèvres. Sa valeur exacte, à hauteur de Cabrials, est inconnue, mais atteint certainement plusieurs centaines de mètres".

La bordure méridionale est plus variée, commandée par la plongée, sous les dépôts éolico-terrestres qui sont empilés dans le fossé, du flanc occidental à la culmination de la Moure et par la retombée Nord du petit anticlinal au relief inversé dont le ruisseau des Escallons suit l'axe. Toutefois, des failles interviennent aux deux extrémités de cette bordure méridionale. A l'Ouest, il s'agit de la faille qu'on peut repérer au carrefour des routes D2 et N20, près des Mas de Pujol et de Vedel (feuille de Pézénas); à l'Est, c'est la faille de la bergerie des Penruffasses. Leur orientation, Nord-Est-Sud-Ouest, explique que le fossé qui s'ouvre largement en direction de la vallée de l'Hérault, se ferme dans l'orientation opposée, en même temps qu'il se relève comme l'explique l'annulation des rejets aux abords de Saint-

--- Ce compartiment est néanmoins assez vigoureusement effondré pour avoir retenu des dépôts détritiques variés, qui dénoncent une longue durée de la tendance subsidente. Les plus anciens à l'Est et à l'Ouest, au contraire, disparaissent à l'Ouest sous les plus récents. La plus grande masse, formée de sédiments meubles et mis en culture, en contraste avec le développement des salins dans les Garrigues encadrantes, a été regroupée par la deuxième édition de la carte géologique au 1/80 000ème, en un ensemble fallacieusement homogène. Les changements apportés aux attributions de terrains par la feuille de Sète au 1/50 000ème ne sont pas encore satisfaisante. Nous aidant de la description de M. GOTTIS (1957-1964, pp.181-183)

nous mettrons l'accent sur la variété des dépôts en cause.

Signalons la bauxite et son toit de Crétacé supérieur

Au-delà, l'on note "un puissant complexe conglomératique où alternent des lentilles de marnes, généralement colorées en brun rougeâtre, et des bancs de poudingues" ... à l'arrondi très imparfait ... dont les éléments peuvent atteindre un demi-mètre cube". Les auteurs de la feuille géologique au 1/80.000ème rapportaient ce complexe au Bartonien. Ce point de vue est encore retenu par les responsables de la carte de Sète au 1/50.000ème qui précisent qu'en dehors des débris des faciès locaux du cadre jurassique, la brèche de Sainton, remanie des fragments de grès colorés (Crétacé supérieur?) et des éléments du "conglomérat fleuri" des anciens géologues qui est typiquement vitrollien. Il y a donc là les traces réemployées d'une première phase tectonique située à l'aube des temps tertiaires, responsable du "conglomérat fleuri". Forcément postérieure, la brèche de Sainton serait "liée à des dislocations importantes ... réplique des accidents beaucoup plus importants du Nord, ... et représentant la phase active pyrénéo-provençale" ...(Notice de la feuille géologique de Sète au 1/50 000ème)

L'assimilation avec la brèche des Matelles- une brèche des Matelles, rappelons-le, qu'on attribuait à tort à l'Eocène élevé - est évidente. pourtant, la notation e^{6-7} est, en soi une hésitation: si e^6 désigne bien le Bartonien, e^7 , le "Ludien" des auteurs, "est plutôt à placer à la base de l'Oligocène" (ibid).

C'est qu'on ne pouvait manquer d'apercevoir que les dépôts s'étaient poursuivis et qu'une grande partie d'entre eux relevaient de l'Oligocène. En effet, à l'Ouest du Mas de Lunès (feuille de Pézénas), on peut noter "des calcaires blancs crayeux et des marnes rosées à blanchâtres, avec par endroit des lentilles de lignite". Près des ruines de la ferme Teissié, au Sud du Mont Redon et à l'Ouest du Mas d'Encoste, ces couches sont fossilifères, riches en mollusques. Plus à l'Ouest, vers St-Pargoire, les mêmes calcaires ont été attribués au Sannoisien par les auteurs de la feuille géologique de Montpellier au 1/80 000ème (H. GOTTIS op.cit.) Autant pour des raisons d'analogie de faciès que pour des motifs paléontologiques, par conséquent, on doit considérer cet ensemble comme oligocène.

Hors du fossé les calcaires en cause se montrent banalement transgressifs sur le Jurassique. Toutefois, "le long de la faille Fortalières-Cabrières ... ils passent latéralement à une brèche dolomitique empruntée au Jurassique sous-jacent" (ibid.) Nous y voyons le signe d'un enfoncement durable et local du fossé, alors même que l'édification de l'architecture pyrénéo-provençale de l'anticlinorium de Montpellier est arrêtée. Plus précisément il s'agirait de la phase de démantèlement post-tectonique.

La brèche en question paraît superposée à une autre plus ancienne, qui n'est probablement rien d'autre que celle que nous avons décrite trois paragraphes plus haut et qui affleure plus à l'Est.

C'est, au contraire, à des horizons plus récents (encore que toujours oligocènes) qu'il faut attribuer les "mar- nes détritiques" qui apparaissent à l'Ouest du Mas d'Encoste et forment tache au centre et au Nord du fossé. On les trouve, en particulier, aux flancs des buttes coiffées de dépôts miocènes, notamment les deux que la route de Vendémian à Villeveyrac laisse à l'Est (feuille de Pézénas) (ibid.)

La transgressivité du Miocène est rendue évidente par le fait qu'il s'agit d'Helvétien: la lacune correspondant au Burdigalien est, d'ailleurs, ordinaire dans la vallée de l'Hérault. A l'Ouest de la route pré-citée, cet Helvétien montre les faciès régionaux habituels de la molasse. Mais à l'Est, "il se présente sous la forme de poudingues littoraux, remaniant directement leur substratum" oligocène (ibid.)

(III)- Le fossé de Montbazin-Gigean

Cette vaste dépression affecte une allure quadrangulaire et montre des bordures rigides et sub-parallèles tant du côté de l'anticlinorium de Montpellier que de celui de la Montagne de la Gardiole. A y regarder de plus près, ces deux limites ne sont cependant pas absolument semblables. A la différence de celle de l'Est, la limite occidentale ne montre pas d'accident visible. Il est probable qu'elle résulte du concours de failles qui se relaient, la prenant en écharpe, celles-là mêmes qu'on suit dans le massif jurassique. Aussi le contact de la Garrigue et de la plaine est-il, de ce côté, davantage lobé, par la débouché de vallées formant "embayments". Certains

de ces "embayments ..." visiblement liés à la tectonique (Garrigue Plane- Sète 1/20 000ème n°1) exceptionnellement laissés à l'écart par les petits vallons descendus de l'anticlinalorium vers le fossé (Bergerie du Château Vert- Sète 1/20 000ème n° 1 et 2) s'avèrent pré-miocènes ayant été envahis par la molasse. Le plan directeur au 1/20 000ème y montre des "rompudes" c'est-à-dire un micro-parcellaire de défrichement caractéristique qu'explique suffisamment les possibilités qu'offre le sous-sol quant à la création de la terre arable, en contraste avec les maigres possibilités des Garrigues encaitrantes. Même, en utilisant l'extension de ces conquêtes agraires, l'on pourrait préciser l'importance des reliques empruntées à la molasse et piégées dans les creux du karst superficiel, au-delà des limites actuelles indiquées par la carte géologique. Il en va de même pour le massif jurassique du Sud de Poissan. Vers le Sud, en effet la dépression se ferme et, au Nord de la crique de l'Angle, dessinée par l'étang de Thau, l'on a pu parler d'un "pertuis" d'Issanka. La véritable ouverture du fossé est, en effet, au Nord-Est, en direction de Montpellier.

Il semble bien, de fait, que les premiers événements qui lui ont donné naissance se soient manifestés dans la région Nord:entre Cournonterral, Pignan et St-Georges-d'Orques, on relève une lisière de brèches de l'Oligocène moyen élevé de signification syntectonique. La dépression ainsi amorcée est exploitée par l'ingression aquitanienne qui a laissé des mar-

nes à Ostrea aginensis. A en juger par l'allure du dépôt actuellement observable, le bras de mer aquitainien a affecté la forme d'une gouttière se prolongeant au Nord par un ensellement qui rompt, comme l'on sait, la continuité des affleurements jurassiques entre les Mas de Jimel et Marie-Thérèse.

Mais pour l'essentiel de son étendue, le fossé de Montbazin-Gigean est une création néogène. On n'a jamais trouvé, par sondages, de terrains interposés entre la molasse et le substrat jurassique dont la continuité est d'ailleurs démontrée par les particularités de la circulation karstique, notamment en ce qui concerne l'alimentation de la source d'Issanka (voir supra, chapitre IV). Même, au Sud-Est, l'Helvétien paraît représenter seul: le Burdigalien qui affleure au Nord-Ouest de Courmonterral à St-Georges-d'Orques et qui est connu sur le bas plateau de la Gardiole autour de St-Jean-de-Vedas, n'a pas été identifié dans les sondages des environs de Gigean ou du carrefour de Frescaly.

Comme il convient, s'agissant d'une sédimentation marine dans un repli continental, celle-ci se montre extrêmement variable. Le Burdigalien est principalement formé par une molasse blanche calcaire à Pecten Tournali qui peut s'avérer assez résistante près de St-Georges-d'Orques. Mais il admet, outre le conglomérat basal gris verdâtre fortement chargé de coquilles, divers horizons sableux et caillouteux, d'apport fluvial, ayant pu raviner et remanier des galets oligocènes. L'étage s'achève sur les marnes dites du Château de St-Martin, mises en

creux par l'érosion différentielle récente.

L'Helvétien est classiquement formé de marnes, bleu-tées et un peu plus argileuses vers le bas, jaunâtres et un peu plus sableuses vers le haut, puissantes de 60 à 100 mètres, coupées de quelques bancs de calcaires, de grés, ou de conglomérats à grosses valves d'Ostrea crassissima. A leur sommet une formation détritique romaniant des Huîtres. A leur base un horizon de calcaire coquillier relativement résistant. Les variations latérales rapides des faciès sédimentaires, l'existence probable d'un accident prolongeant la faille de Fabrègues sous le lit de la Mosson et arrêtant la continuité des bancs au Nord et à l'Est, l'importance des ravinements récents qui rend compte du fait que les sables et les cailloutis siliceux des environs de Fabrègues ne reposent pas sur les horizons miocènes les plus élevés qui se rencontrent plus au Sud et à l'Est, constituent un ensemble de circonstances défavorables à la continuité des horizons repères. On note cependant des alignements de micro-cuestas: l'un de l'Est de Pous-san jusqu'au cimetière de Montbazin et au Mas de Lavergne à quelques distances duquel il disparaît par passage latéral à des marnes; l'autre du Pioch Redon au Château de St-Martin par Saussan, dont le calcaire coquillier est exploité dans de très anciennes carrières.

Les pendages de ces couches, leur puissance accrue vers l'Est, les dispositions relatives du Burdigalien et de l'Helvétien soulignent la dissymétrie du fossé -- du "syncli-

nal-fossé" pourrait-on écrire en tenant compte du fait que les pendages de l'ordre de 10° vers la bordure occidentale, s'annulent à hauteur de la Maie 113 en décrivant ainsi une inflexion à très grand rayon de courbure. Mais le plus souvent, le flanc oriental fait défaut, en raison du rôle, joué par la faille de Gigean dont le miroir orienté à l'Est et dégagé par l'érosion sur quelques deux mètres de hauteur, est bien visible près de ce village. Sur son prolongement au Nord, une cartographie erronée proposée par le 1/80 000ème géologique de Montpellier la présentait comme nivelée et fossilisée par un lambeau de calcaire éocène- donc antérieure au dépôt de ce terrain. Il a été établi depuis que ce gisement, proche du Mas Mijolan (Sud de Fabrègues, Sète 1/20 000ème, n°3) n'était autre qu'un affleurement de bauxite conservé sur calcaire de Miovien et recouvert de son toit bégudo-regnacion. Il n'apparaît pas davantage qu'il fossilise une faille normale. En fait l'accident bordant le fossé à l'Est est surtout remarquable par son jeu tectonique, contemporain de la transgression miocène qu'il a facilitée: à son contact, la molasse inclut une étroite frange de conglomérats de piedmont. Le sondage de Gigean établi tout contre le plan de cette faille normale, a permis de traverser 150 mètres de Miocène sans rencontrer le Jurassique. Un rejet de l'ordre de 200 mètres est donc vraisemblable.

- 3 - Rappel de l'évolution morphotectonique

Nous voici parvenu au terme de l'analyse structurale du "pli" de Montpellier et de son environnement. Nous ne nous

dissimulons nullement que le lecteur a pu la trouver longue. Nous estimons, cependant, qu'elle était nécessaire et point inutilement minutieuse.

L'on objectera, sans doute, l'existence de la synthèse établie en 1957 par M. GOTTIS que nous avons abondamment utilisée. Rappelons que de nombreux travaux de détail, au niveau des mémoires de Géologie, ont été animés depuis, notamment par M. MATTAUER. Ils se réfèrent à des conceptions légèrement différentes et ont trouvé leur expression cartographique dans la nouvelle édition de la feuille géologique de Montpellier au 1/50 000ème. Les pages qui précèdent en constituent, en quelque sorte, le commentaire. Non seulement nous devons tenir compte de ce document récent, mais il n'était pas souhaitable que nous nous contentions d'un schéma explicatif. D'une part, ce schéma nous l'avons déjà donné avec la carte d'ensemble au 1/750 000ème; d'autre part, à notre connaissance, la littérature géographique ne contient, jusqu'ici, aucune description suffisamment précise du "complexe chevauchant" languedocien qui permette de juger de sa complexité.

Or, il n'est pas inutile que le morphologue en prenne la mesure :

--- Qu'une telle marqueterie soit rabotée et que le "pli" de Montpellier offre, sur l'horizon la médiocre silhouette d'une coupole surbaissée en dit long sur l'importance des surfaces d'aplanissement.

--- Mais ces surfaces, étudiées de près, sur le terrain, sont apparues, comme nous l'avons noté au chapitre III, souvent dégradées. De la sorte, mises en valeur par l'érosion plio-quaternaire, exhumées des voiles néogènes qui les ont longtemps masquées, dégagées des niveaux d'érosion en un style appalachien ou micro-appalachien, les formes commandées par la structure ne se laissent jamais oublier. Impossible de rendre compte de la topographie nuancée du Causse d'Aumelas, sans entrer dans le détail de l'architecture de l'anticlinorium.

Il y a là, pour nos Garrigues calcaires où l'abondance des marnes ou de la dolomite vient nuancer les faciès, un problème qui est du même ordre que celui que l'on rencontre dans l'analyse morphologique des socles anciens. Au-delà de la mise en évidence des aplanissements, la sculpture différentielle ne peut y être mise en évidence sans un recours aux enseignements d'une lithologie dont la précision requiert, en fin de compte, la connaissance de l'architecture de ces entités.

--- En outre dans un domaine qui relève de l'explication morphotectonique, l'examen minutieux de la structure nous permet de confirmer, au plan local, une évolution décrite à l'échelle régionale dans le deuxième chapitre de ce travail.

Rappelons-en, sans nous attarder, les étapes pour lesquelles les analyses qui précèdent nous ont fourni des arguments :

a)-Ce sont d'abord les mouvements "anté-aptiens" de la région de Poussan, en forme d'ondulations de couche, mais sans doute aussi de faille (Cansers), suivis de la création du biseau d'érosion pré-béguézien où a pris place la bauxite.

b)-Suit la forte subsidence de la zone de Villeveyrac et plus généralement du secteur Sud et Ouest de l'anticlinorium de Montpellier, en liaison avec le bras de mer puis les lacs sous-pyrénéens.

c)-A ce moment déjà, s'amorce, sans doute, la première crise pyrénéo-provençale notable qu'atteste la brèche Vitrollienne, du flanc Nord à proximité duquel ont dû se localiser les déformations les plus importantes. En effet, au contraire de ce qui se passe dans d'autres parties du domaine languedocien, les couches vitrolliennes y sont discordantes sur le Jurassique plissé: le début de la crise tectonique leur est donc antérieur. Mais la brèche vitrollienne est elle-même de caractère syntectonique, représentant une accumulation de piedmont, contre partie de l'érosion d'au moins 300 mètres de sédiments-mésozoïques des plus variés allant du Néocomien au Lias et peut être au Trias (présence de quartz bipyramidés) ce qui implique une large éventration des premières voûtes anticlinales (notice de la feuille géologique de Montpellier au 1/50 000ème, deuxième édition).

Malgré la présence d'un horizon moyen et sableux, le calme tectonique paraît revenu au Lutétien où prédomine la sédimentation chimique.

d)- Avec l'Eocène supérieur, aux dépens de structures déjà affaiblies par l'érosion, la grande crise pyrénéo-provençale prend un style chevauchant. La datation est précisée par la brèche bartonienne et de la Garrigue du Mas Dieu (Sud de la Nale 109, entre St-Paul-et-Valmalle et Bel Air -Montpellier 1/20 000ème,n°6) Celle-ci est "à la fois discordante sur les structures (failles inverses, plis) où l'Eocène moyen est impliqué et affectée elle même par des plis et des failles inverses antérieures à l'Oligocène inférieur" (ibid,p.21). Les flèches de translation seraient de l'ordre de 10 à 4 kilomètres respectivement à l'Ouest et au centre de l'édifice. A l'Est où disparaît "l'écaille vitrollienne" induite par le chevauchement bartonien, le style demeure le même mais affecte le Jurassique et le Néocomien.

Avec l'Oligocène inférieur, c'est le retour à l'apaisement tectonique. Les dépôts de grands transports dénoncent un paysage aplani. Des hauteurs demeuraient néanmoins en direction de la zone axiale pyrénéenne puisque certains des cailloutis de cet âge montrent des matériaux qui ne peuvent venir que du Sud. A ce moment, la construction de la chaîne réalisée en ambiance de compression a pris fin; sa réduction par la glyptogénèse est déjà avancée,

e)- Un nouveau relief contrasté est mis en place par le jeu des failles de l'Oligocène moyen élevé. Ce jeu semble se poursuivre, sans qu'on soit certain qu'il existe un synchronisme parfait d'un accident à l'autre, jusqu'à l'Oligocène terminal

et sans doute plus tard (Surdigalien-Helvétien, Pontien, Villafanchien ancien) pour certains d'entre eux. Il se caractérise par une ambiance de distension et s'accompagne de la création de fossés. Les failles qui fonctionnent ainsi de façon "normale" peuvent s'être déjà manifestées avant les crises pyrénéo-provençales. Certaines ont été incorporées à l'architecture de la chaîne où elles ont facilité des phénomènes de décrochement: c'est le cas de celle du Conseil, au Sud de la Plaine Roubière, de l'accident St-Paul-Fertalières, de la faille de Cansers dont le tracé irrégulier suggère une évolution complexe. On doit à ces jeux ou rejeux "normaux", les demi-fossés de Fertalières et du Mas d'Antonègre, le fossé de Saint-
ton. Les conglomérats qui y sont conservés, parallélisables avec la brèche des Maillles à ne pas prendre les choses trop strictement, sont expressifs, à la fois, de cette activité tectonique et du système morphoclimatique où ils ont été créés. Pour la majorité des accidents, la ligne effondrée se situe au Sud-Est; St-Paul-Fertalières, Fertalières-Sainton, Fertalières Mas d'Antonègre, Mas Blanc, Cansers, Mas de Crespino, Canteloup faille orientale du dôme de Murviel: c'est l'un des mécanismes responsables du renversement de la pente régionale en direction du Golfe du Lion. La phase de destruction post-tectonique se prolonge avec la création du fossé de Montbazin-Gigean et avec le jeu de la faille non cartographiée de Bouzigues, également néogènes. Toutefois, cette activité n'est pas telle que la glyptogénèse ne puisse l'emporter sur de vastes espaces. Nombre de failles vivantes à l'Oligocène sont nivelées, au moins

sur une partie de leur tracé, telle la cassure Mas d'Anterègre
Mas de Cairol. Un aplanissement oligo-miocène se développe au
travers de systèmes morpho-climatiques changeants.

Compte-tenu de la difficulté que l'on rencontre à
mettre en évidence le fonctionnement d'accidents récents, étant
par ailleurs noté qu'il ne semble pas s'être créés de nouvel-
les structures régionales depuis la fin de l'Oligocène, les
avatars survenus à cet aplanissement "fondamental" peuvent,
comme les pendages légers de la molasse vers le Sud, aider à
apprécier le rythme du renversement d'ensemble des pentes vers
la mer qui relèverait, désormais, d'un style épirogénique. Les
résultats de l'observation morphologique prolongent donc les
enseignements de l'analyse tectonique.

4- Aspects morphologiques du "pli" de Montpellier et de ses abords -

Les paysages s'ordonnent autour de la "surface fon-
damentale" ou aplanissement oligo-miocène. Des reliefs rési-
duels la dominent, notre niveau des "monadnocks", localement
assez étendus pour constituer une haute surface présumée san-
noisienne. Elle-même se montre, suivant les cas, bien conservée
dégradée ou regradée. Dans cette dernière circonstance, des
aplanissements plus récents et plus bas lui sont substitués.
Elle peut être complètement détruite et céder la place à de
petites formes basses, modelées au Quaternaire. Classiquement,
ces voies d'évolution variées, dépendent du support lithologi-
que des formes et, si discrets soient-ils, des mouvements ré-

cents. Le domaine des Garrigues calcaires permet l'identification des aplanissements dont la hiérarchie dépend des mouvements stampiens et post-stampiens; l'en peut mettre ces aplanissements en évidence, généralement sans grande difficulté, malgré les retouches fluviales et karstiques qui leur ont été imposés par les systèmes morphoclimatiques récents et, notamment, quaternaires, et à partir desquels s'est établi le réseau hydrographique pérenne, entaillant les massifs en gorges. C'est le développement du modelé récent et la vigueur de la dissection qui rendent compte de la mise en valeur des influences structurales et de l'importance des formes "climatiques", dans les bassins marneux, conglomératiques ou mollassiques.

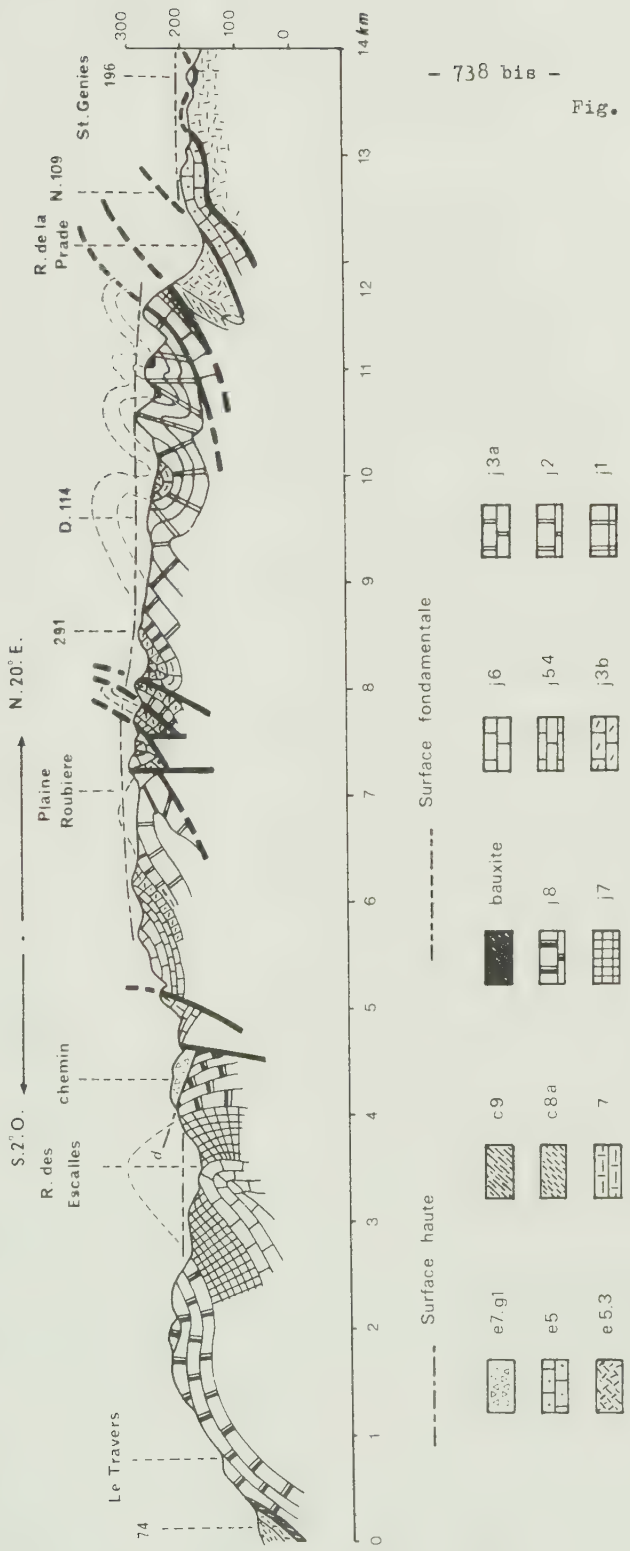
a) Les Garrigues:

Quatre secteurs bien individualisés peuvent y être distingués: le Causse d'Aumelas, les plateaux centraux, entre le talus de St-Paul-Fertalières et la combe de Murviel, les Garrigues de l'Est, à partir de la lande de la Soucarède, les massifs du Sud, de la Montagne de la Moure à l'étang de Thau.

(1) Le Nord-Ouest: le Causse d'Aumelas-

Nous l'avons pris comme exemple, au chapitre trois, pour définir la haute surface, présumée antérieure aux dislocations de la fin de l'Oligocène (par conséquent: sannoisien), demeurée perchée, mais fortement dégradée par le jeu de processus fluviaux, puis karstiques, aboutissant à une discrète "révélation" des influences structurales, suivant

Évolution de tendance appalachienne de la surface du Causse d'Amélas



- 738 bis -

Fig. 106 .

Feu. de Montpelier au 1/50000 ème

une évolution de nature appalachienne.

une coupe nous permettra de préciser ces influences, structurales. La Combe de la Plaine Roubière, aux crêts dissymétriques s'y développe largement. Plus étroite et davantage perturbée par les accidents cassants, lui succède la Combe Longue, près du Mas de Figuière. Ce sont ensuite les replis de la zone axiale et de la zone frontale qui sont mis en valeur différentiellement. Les crêts où les voûtes anticlinales demeurent en relief et qui ont conservé l'altitude de la haute surface, vers 300 mètres, sont formés par le Rauracien, le Callovien Supérieur, le Bajocien. Ces calcaires, moins envahis par la dolomie que certains étages ou sous étages voisins, se sont montrés résistants, non seulement aux attaques aréolaires banales, mais encore à la gélifraction quaternaire.

A en juger par les profils, coupes et dispositions topographiques, compte non tenu de sa dégradation appalachienne à s'en tenir aux points hauts, par conséquent --- cette surface ancienne paraît légèrement déformée en coupole. Au Nord-Ouest, elle passe à l'avant-pays semi-autochtone du "complexe-chevauchant", à peine interrompue, en direction de Puech Blanc par le Col côté 260 entre la tête du ruisseau des Baïsses et la combe Escure et par le Col de la Taillade (228m), en direction des Corrèges. Au Nord-Est et en contre-bas, la surface fondamentale (220- 200- 180 mètres) est conservée. Le calcaire latétien est déplacé à l'avant de l'anticlinorium depuis la Saume Morte jusqu'aux méandres que dessine le Coulazou en

amont de St-Paul et Valmalle. A l'Ouest, cette même surface présumée oligo-miocène s'interpose entre le Causse d'Aumelas et les bas niveaux de la vallée de l'Hérault. Elle ne forme d'abord qu'un étroit replat bien visible, en direction du Midi, depuis les ruines du Castellas. Elle s'épanouit, ensuite, en direction du Sud-Ouest, modelant l'Eocène moyen du plateau du Télégraphe (feuille de Lodève). De même, on la retrouve, tantôt sur l'Eocène, tantôt sur le Jurassique moyen, en amphithéâtre dominant Vendémien, aux lieux-dits : Fenouillet (211m) Séjarrés (210-215m), Puech del Rey (211m), Plan de Porte (199m), Pal Fouet (215m), Puech Arénier (184m). Elle ceinture enfin le monadnock du Monier (283m), également connu sous le nom de Signal de Cabrials, passant par la Rompude (208m), les Quatre Carrières (193m), le Travers de Planque (175-180m).

Par contre, vers l'Est, l'accident St-Paul-Fertalières, vers le Sud (sauf en direction de la Montagne de la Mourre), la faille de Fertalières à Sainton arrêtent net la haute surface. L'aplanissement fondamental n'en reprend pas moins toute son importance au-delà de ces limites tectoniques.

(11)-Le Centre Nord du "pli" de Montpellier: entre l'accident de St-Paul-Fertalières et la combe de Murviel.

(1)-La haute surface n'est plus conservée dans ce secteur. L'on trouve, néanmoins, quelques reliefs isolés, dominant faiblement, d'une trentaine de mètres, les topographies avoisinantes: cote Belle (235m- Montpellier 1/20 000ème, n°5). Les

Trois Yeuses (230m), la Tailladette (230m), le Pioch Rouquier (235,4m) (Montpellier 1/20 000ème,n°6). On peut les considérer comme des reliefs très usés dérivant de l'aplanissement Sannoisien. Un argument se présente en faveur du "monadnock" de résistance: le faciès des calcaires du Callovien, de surcroît pourvus d'un certain pendage, arme le Pioch Rouquier. Pourtant, à considérer les dispositions de la coupe tracée à peu de distance à l'Ouest de la combe de Murviel, et sans qu'elle offre, à ce point de vue, une véritable certitude, on ne peut écarter l'hypothèse d'un rejeu en dorsale de la zone axiale du pli de Montpellier. Un certain doute subsiste donc quant à ces reliefs saillants.

(2). La "surface fondamentale" a laissé des traces importantes au-dessous de leur altitude actuelle. On doit lui attribuer de nombreux sommets de croupes aplanies autour de 200 mètres, de part et d'autre de la gorge du Coulazou. On la retrouve (Montpellier 1/20 000ème,n°6) dans les Garrigues de la Tour, au Pioch Guilhem proches de la D.27, dans les affleurements jurassiques des Garrigues du Mas-Dieu, et au Nord de l'anticlinorium, dans l'avant-pays autochtone (Bois de Montlobre), sur le Lutétien. Toutefois l'aplanissement fondamental n'est, ici, nullement intact. Il est défoncé par la Gorge du Coulazou et, par ailleurs, marqué par une sculpture différentielle incipiente mais déjà nette à travers les formes de laquelle, on peut tenter de reconstituer deux bas niveaux d'aplanissement plus récents.

-- La surimposition d'un cours d'eau à partir d'un cours établi, sans contrainte, sur une surface d'aplanissement est un phénomène banal et fréquent en Bas-Languedoc. L'inadaptation générale du Coulazou recoupant par le travers les structures du pli de Montpellier n'en suscite pas moins quelque étonnement. Il s'agit en effet d'un très petit cours d'eau né vers 210 mètres d'altitude, au creux du bassin de la Boissière, dans les marno-calcaires de l'Oligocène moyen élevé. En ces terrains, il ne s'encaisse guère, s'empêtrant, au Sud de la route de la Boissière à Montarnaud (D.111) dans un plancher mal égoutté de dépôts récents où les apports des versants l'emportent de beaucoup sur les alluvions véritables venues de l'amont, y compris du fait d'insignifiants affluents. Puis, délaissant le fond de la gouttière oligocène qui se poursuit vers le Mas de Bonniol, il aborde les marnes de l'Eocène inférieur qui servent de substrat aux calcaires lutétiens semi-autochtones dans lesquels il grave un lit de méandres encaissés de 40 à 50 mètres, en partie moulés sur les ondulations des bancs calcaires qui justifient certaines sinuosités (synclinal du Bois Nègre, synclinal de St-Paul). Le point de départ de ces petites gorges est évidemment un tracé acquis sur la surface fondamentale développée alentour et très légèrement déformé selon la sollicitation du pendage des couches.

Cette vigueur d'entaille paraîtrait moins difficile à expliquer si l'on pouvait montrer que le Coulazou actuel n'est qu'un faible héritier de celui qui a sculpté de tels méandres.

Or, dans le même bassin naît le ruisseau des Corbières qui, après un parcours du même ordre (4 kilomètres), s'ouvre une percée profonde de 50 mètres dans le Tithonique du miroir de la faille de la Boissière, ce dont il n'est pas davantage aisé de rendre compte. L'encaissement le plus spectaculaire du ruisseau des Corbières, cependant, ne survient que 2 kilomètres au-delà, lorsqu'il reçoit, non son premier affluent, mais, du moins, le premier d'entre eux qui ait efficacement entaillé le plateau de la Liquière-Boscorre. Il nous paraît donc assez logique de penser qu'aidé par le bas niveau de base du bassin d'Aniane, le ruisseau des Corbières a pu conquérir la tête du réseau d'un Coulazou que défavorisait les rejeux récents de l'Eperon jurassique dont le franchissement était, en soi, une épreuve. La dispersion des eaux du bassin de la Boissière dans des directions diamétralement opposées avec un seuil de partage de quelques mètres nous paraîtrait recevoir, de la sorte, une explication satisfaisante. Mais nous ne pouvons dissimuler que le réseau décapité n'offre pas des facilités de reconstitutions aussi nettes que celles que R.DUGRAND (1963) a pu mettre en évidence pour le bassin voisin de la Mosson.

A l'aval, la surimposition du Coulazou n'offre guère de difficultés. Au Sud de la Tour d'Arthus, il borde le Causse d'Aumelas sans entamer la haute surface. Sa vallée semble admettre un niveau de croupes intermédiaires, autour de 150 mètres, séparant les bas versants de la surface fondamentale. A partir de la Garrigue Plane, il entaille les bas niveaux ré-

cents. Mais l'on peut admettre qu'à leur emplacement, il a d'abord coulé sur un voile de molasse déblayé depuis. Le creusement de la gorge a pu être rendu un peu plus laborieux au passage de la zone axiale si celle-ci a bien manifesté un léger rejeu selon l'hypothèse envisagée plus haut. Il a, par contre, été facilité par le mouvement de bascule d'ensemble vers la mer. Comme il advient toujours en cas d'inadaptation d'ensemble, on peut néanmoins relever quelques adaptations de détail: à la structure frontale (limites Portlandien- Kimmeridgien, au Sud de St-Paul et Valmalle); aux affleurements de brèche bartonienne facilement démantelées (Nord du Mont Galar); au contact du Bathonien et du Callovien (au droit de Féraillès); à tel accident cassant (Méandre de l'Olivette). L'adaptation du Coulazou au fossé de Montbazin Gigean sera examinée avec l'étude de cette entité.

--- Le Coulazou, dans sa traversée du pli de Montpellier, ne reçoit que de courts affluents à écoulement temporaire, fort peu hiérarchisés et au profil tendu. Certains qui lui sont à peu près orthogonaux contribuent à une mise en valeur différentielle de la structure. Ainsi les ruisseaux du Tour-toulouze (Montpellier 1/20 000ème, n°5) adapté à un affleurement bathonien et de Réviradès qui souligne approximativement l'axe du synclinal du Puech des Montres et dont le cours supérieur a déblayé les marnes liasiques de la combe du Mas de Védas. Le Lassederon supérieur suit, un temps, la lisière du Lias et du Bajocien au Nord de la Combe de Murviel, mais il

se surimpose rapidement dans les calcaires à chailles de ce dernier étage en décrivant des méandres à géométrie trop rigide pour n'être pas guidés par des diaclases. Son affluent anonyme, descendu du Mas des Quatre Pilas s'adapte sur une assez longue partie de son parcours, à l'écaille synclinale tertiaire imbriquée dans l'architecture du "pli" de Montpellier. Mais il y passe indifféremment du calcaire lutétien aux marnes de l'Eocène moyen, puis aux brèches bartoniennes. Si imparfaite que soit l'adaptation de ces petits organismes, ils n'en contribuent pas moins à "révéler" la structure, dans ce secteur où les formes du karst superficiel ne jouent pas un rôle comparable à celui décrit sur le Causse d'Aumelas. La coupe transversale passant à l'Ouest immédiat de la Combe de Murviel, à laquelle il a été fait allusion plus haut, permet de reconnaître la traduction dans le relief de presque tous les accidents tectoniques, soit, du Sud au Nord: le petit panneau synclinal du Jurassique supérieur, puis la Combe de Cante-Loups, à coeur de Rauracien; les synclinaux à fond tithonique et kimmeridgien, respectivement de Garrigue Plane et des Blaquières; le crêt du Pioch-Rouquier armé de calcaire callovien; l'extrémité de l'anticlinal liasique de Murviel; le crêt méridional bordant la Garrigue du Mas-Dieu (Bathonien-Callovien); l'écaille synclinale des Quatre Pilas, déjà décrite.

-- En dépit de la netteté de cette sculpture différentielle, il est aisé de montrer, au long de la coupe que nous examinons, qu'elle succède à un aplanissement. On retrouve ses

traces au Nord (Garrigue de Tamareau, sud du bois de Montlobre) comme en divers replats (les Blaquières) ou alignements de croupes (Garrigue Plane, Cante-Loups) au Sud, par rapport au bourrelet que présente la zone axiale. Cet aplanissement, plus bas placé et plus récent que la surface fondamentale est d'ailleurs visiblement incliné vers le fossé de Montbazin Gigean, sur le flanc méridional du pli. Pareille disposition le désigne comme une retouche par regradation de la surface fondamentale, en réponse à la dépression du fossé néogène et au mouvement de bascule d'ensemble de la région vers le Golfe du Lion. Un certain nombre de drains, d'allure élémentaire et pratiquement sans hiérarchie de réseau, sont nés ou se sont adaptés à cette pente, qu'ils disposent d'une source karstique non pérenne ou servent seulement à l'écoulement direct des eaux pluviales; ce sont, du Sud-Ouest au Nord-Est: les ruisseaux de Ste Cécile, du Boulidou, de Garonne, de Pignarel (feuille de Montpellier au 1/20.000ème, n°6). Leur tracé est en accord avec l'évolution morphologique que nous proposons.

Notre carte au 1/100 000ème indique l'aplanissement récent, sans grand détail pour des raisons d'échelle. Reste à savoir, s'il n'y a qu'un bas niveau récent, ou si l'on doit en admettre deux. Le niveau parcouru par le réseau de drains élémentaires sub-parallèles pré-cités se tient autour de 120/100 mètres sur cette bordure du fossé de Montbazin, pour autant qu'on puisse donner une valeur caractéristique à un aplanissement incliné vers la marge du massif. Dans la direction ortho-

gonale, il s'incline légèrement d'une vingtaine de mètres - des environs de Cournonterral à ceux de Pignau. Entre ce très bas niveau et la surface fondamentale qui se situe aux environs de 200 mètres, il convient de régler le problème des cotes 160-150 mètres/ 130 extrêmement nombreuses dans ce secteur. Si nous avons bien compris l'analyse de M.DREYFUSS (1941), le groupe de ces cotes moyennes seraient rattachables globalement à la surface "miocène" tandis que haut et bas niveaux relèveraient, respectivement, de la surface "éocène" d'Aumelas et d'un aplatissement "pliocène". Sans revenir sur nos divergences en matière de datation, marquons que nous préférons séparer en deux ensembles les cotes 200 et les cotes 150/130. Nous y voyons trois avantages:

-D'une part, réduits à des différences d'altitudes minimales, les restes de notre surface fondamentale oligo-miocène ne se montreront pas plus déformés que la surface plus ancienne du Causse d'Aumelas -- ainsi qu'il ressortait assez fâcheusement d'une coupe de M.DREYFUSS (ibid.) et sans que nous songions à nier, pour autant, que l'un et l'autre de ces niveaux- les plus élevés- soient effectivement déformés.

-D'autre part, tout en conservant aux pentes souvent assez raides qui séparent le niveau 160-150/ 130 mètres du niveau 120/100 - 90 mètres, leur signification de talus inter-surfaces, nous rendons mieux compte des croupes de 160-150 mètres sises, le long de la vallée du Coulazou, en contre-bas de sommets de 200 mètres.

-Enfin, étant entendu que nos deux bas niveaux ont été regradés après exhumation du voile de la molasse -- l'Helvétien étant encore représenté dans le bassin de Montarnaud -- il nous paraît possible de les considérer respectivement comme la réponse des processus morphologiques, en climat favorable à l'érosion aréolaire, aux deux périodes particulièrement actives quant à la tectonique régionale récente. savoir: le Pontien et le Villafranchien ancien. Précisons que nous considérons leur inclinaison au Sud, Sud-Est en grande partie héritée (surface infra-miocène déformée) comme adaptée à leur nature de glacis rocheux, dans la dernière phase de leur évolution.

(III)- Les Garrigues du "pli" de Montpellier, à l'Est de la Combe de Murviel:

Elles constituent, ici, une bande longue de 25 kilomètres, large au maximum de 1,5 à 2 kilomètres, au minimum de 800 mètres, descendant doucement de 140 mètres, dans l'Ouest de Grabels jusqu'à une trentaine de mètres au droit de Valergues, présentant une topographie assez remarquablement unie.

(1)- Le trait le plus important, en ce secteur, est la disparition des formes appalachiennes. C'est sans doute en grande partie le fait de l'effacement des contrastes lithologiques grâce à la prédominance des faciès du "Jurassique Supérieur, du Rauracien au Portlandien. Toutefois ces contrastes ne font pas complètement défaut- Une longue et étroite lanière d'Oxfordien-Argovien, passant par le Mas des Naussargues, prin-

ciatement marneux, traverse en diagonale les Garrigues de Font-Caude dont les festons soulignent les plissements de ce secteur frontal, par ailleurs étoilé de cassures nivelées. La mise en valeur différentielle de cet affleurement ne donne lieu à aucune dépression notable; sa présence apparaît bien davantage dans le paysage agraire, mince lisière de cultures au sein du Saltus que dans le relief. De même les affleurements plus larges du Crétacé inférieur n'entraînent guère d'évidement par l'érosion. Il est vrai qu'au dessous du faciès "miroitant" du Valanginien supérieur, le Valanginien inférieur ne se présente pas sous son faciès "vocontien" comme en Vaunage, mais selon une alternance de bancs marneux et de bancs calcaires microcristallins légèrement argileux; quant au Berriasien, il montre à peu près la même force: couchés marneux jaunâtres coupés de bancs calcaires argileux violines avec quelques intercalations de calcaires micrograveleux (Notice de la feuille de Lunel au 1/50 000ème). Il reste que, bandes trop étroites de terrains vulnérables ou contrastes insuffisants, la basse altitude n'a pas permis une sculpture différentielle digne de remarque.

(2)-Elle a cependant autorisé les cluses épigéniques, peu profondes mais fort nettes, de la Mosson, du Verdanson, du Lez, du Salaison, du ruisseau de Balaurie, de la Cadoule, de la Bérange et de la Viredonne. Cette dernière est peu creusée; celles du Verdanson et du ruisseau de Balaurie profitent d'ensellements anciens et s'établissent sur les marges de dépôts

transgressifs laissés par des bras de mer ayant utilisé ces passages. Mais celles de la Mosson, du Lez, du Salaison, de la Cadoule et de la Bérange sont fort nettes. En outre, des rus sont à l'origine de ravinements sur le flanc Sud de cette étroite bande de Garrigues. Ceux de la partie méridionale des Garrigues de Font Caude s'avèrent vigoureux, davantage développés dans les brèches de l'Oligocène moyen élevé, nivelés au même titre que leur substrat, qu'aux dépens des terrains mésozoïques. Ce sont les derniers, cependant, qui ont subi l'inscription d'un ensemble de vallons, aujourd'hui asséchés, à l'Est - Nord-Est de Castelnau. C'est que nos Garrigues ne pendent pas seulement vers l'Est, mais encore vers le Sud. Au point qu'on peut se demander si, quelle que soit leur étroitesse, elles n'ont pas été modelé par plusieurs niveaux d'aplanissement.

(3)- En fait, sous son apparente simplicité d'aspect, cette extrémité orientale du "pli" de Montpellier a connu une évolution complexe sur laquelle nous nous sommes déjà expliqué et que nous ne reprendrons brièvement que pour en préciser les diverses conséquences locales. Nous affirmerons l'unité morphologique initiale de l'ensemble et sa diversification au cours d'une évolution tardive.

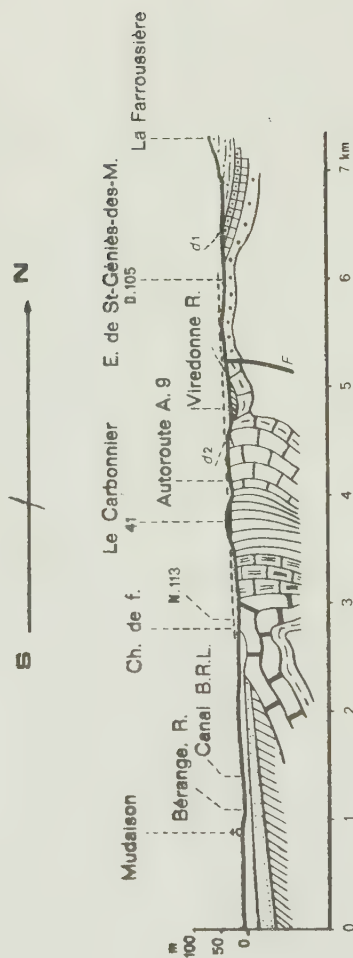
L'érosion du "pli" de Montpellier a commencé, en cette partie, dès la première phase orogénique, attestée par la brèche Vitrollienne demeurée sur son flanc Nord, comme l'on sait. Ces premières structures devaient être déjà effacées à

l'Eocène moyen marneux et calcaire, comme en témoignent les gisements d'interfluve qui entourent le vallon et le lac artificiel de la Paillade. Toutefois, si elle a subi cette première phase d'usure, la surface sommitale, à cet endroit, n'en dérive pas directement. Jurassique et Eocène ont été recoupés en biseau après la phase orogénique majeure du Bartonien. Ce biseau se glisse, dans la région du Mas Jimel, sous les dépôts du bras de mer transgressif aquitanien, à l'occasion d'un ensellement post-orogénique, comme l'on sait. Cet ensellement serait accompagné, selon la Notice de la 2ème édition de la feuille géologique de Montpellier au 1/50 000ème (p.7) d'un accident masqué dans toute la partie méridionale de son trajet, alignant Montferrier avec le sondage 7.114 proche de la Nale 109 à un peu plus d'un kilomètre à l'Ouest de Juvignac. Dans sa partie Nord, il effondre l'Oligocène inférieur. Dans sa partie Sud où il semble avoir joué tardivement, il impose une importante différence d'épaisseur à la sédimentation aquitanienne ce qui permet de lui assigner une période d'activité synsédimentaire, un rejet de 200 mètres, le regard du miroir étant tourné au Sud-Est. Il explique, en tout cas, que le biseau d'érosion qui ressort, à l'Est du Château d'eau de Montpellier, affecte, concernant cette partie du "pli" des terrains Jurassiques d'une série plus élevée que celle qui s'ennoyait au Mas Jimel.

Il convient, toutefois, de rappeler qu'à proximité de ce mas, l'Aquitaniien est nivelé à son tour suivant un plan

qui n'a pas été conservé intact, en raison de la faiblesse de ce substrat, mais qui recoupait le biseau précédent sous un angle très faible. L'ensemble de ces topographies ayant été recouvertes et peut-être retouchées -- mais assurément de façon modeste -- par la transgression miocène. A l'Ouest de notre secteur, la mer helvétique, au moins, a franchi le pli de Montpellier. Dans l'Est, correspondant à la feuille de Lunel, on est assuré que ce franchissement a été le fait de la mer burdigalienne. Au Nord - Nord-Ouest de Vendargues, la disposition des terrains burdigaliens sur le Mésozoïque évoque un nouvel ensellement, préparé, lui aussi, par une faille que masque en partie la molasse mais qui affecte visiblement le synclinal néocomien de la Réserve-les-Fourniques. Plus à l'Est, sur le méridien de St-Geniès-des-Mourgues, le biseau d'érosion recoupant les différents termes du Jurassique supérieur et du Néocomien, mais aussi l'Eocène inférieur et le Lutétien, nivelant de surcroît un coin faillé, se trouve scellé par la pastille burdigalienne de la Roque au Nord-Est de St-Brès. Or, cette dernière a été usée à son tour. Un peu plus à l'Ouest, au droit de Baillargues et au long de l'ancien chemin de la Monnaie, l'exhumation évidente du Jurassique, du voile de molasse qui ne se trouve conservé qu'en position de flanc, tant au contact de la plaine de Mauguio que du côté du bassin néogène de Castries, démontre la réalité de cette retouche post-helvétique. Nous admettrions volontiers, ici, selon des vues proches de celles de C. CORNET (1972-1973), la réalité d'une regradation pontienne. Il faut même aller plus loin: diastrophiquement abaissé, le massif mé-

PARTIE ORIENTALE DU « PLI » DE MONTPELLIER (EST DE CASTRIES)



j5	Argovien. marnes et marno-calcaires.	e4.1	Éocène infr. conglom. grés, argilles.
j3	Jurassique sup. calc. lithograph.	e5	Lutétien- marnes, calc. et grosses concrétions pisolithiques.
n1	Berriasien. calc. argileux violacé et marnes jaunes.	g	Oligocène - marnes saumonées et conglom.
n2a	Valang. infr. marneux.	m1	Burdigalien. molasse marine.
n2b	Valang. sup. (faciès « miroitant »).	p2	Astien - sables marins.
n3	Hautérivien. Marnes et calc. gris.	Fv	Villafranch. cailloutis.
		Fyz	Quaternaire couvert. de glaciés post-Villafranch. et de terrasses.

----- Aplanissement villafranchien.

d1 - d2. Discordances

(feuille de Lune).

sozoïque s'est trouvé recouvert par le Cailloutis Villafran-
chien du Carbonnier (proche de St-Brès, feuille de Lunel): bel
exemple du remploi, en bas niveau, d'une surface beaucoup plus
ancienne.

(4)- Premier façonnement pré-aquitainien d'une topo-
graphie scellée par la molasse et ultérieurement exhumée, il
s'agit bien, dans toute l'étendue du "pli" de Montpellier à
l'Est de la combe de Murviel, de la surface fondamentale. Celle-
ci affectée d'une pente au Sud et à l'Est, en fonction du dias-
trophisme récent, donne son unité à l'ensemble que ne parvien-
nent pas à rompre l'ensellement aquitainien du Mas Jimel, ni
l'ensellement burdigalien de Vendargues. Toutefois, en raison
même de la déformation subie, des subdivisions peuvent être in-
troduites:

a)-Depuis les environs de Vendargues et, plus à
l'Est, l'on a vu que l'aplanissement se définit comme post-
helvétien au moins au long du chemin de la Monnaie. Le remploi
en surface Villafranchienne est prouvé au voisinage du Carbon-
nier. Nous montrerons que cette domination des bas aplanisse-
ments correspond à l'allure subsidente du pays de Mauguio.

b)-A l'autre extrémité, à l'Ouest du Mas Jimel,
la surface à facettes, peu distinctes entre elles (pré-aquita-
nienne, anté-helvétienne, définit des cotes de 140/150 mètres
(142 sur le Jurassique, au Sud-Est de la Jasse du Fond- Ouest
de Grabels-Montpellier 1/20 000ème, n° 7 -147 sur la brèche
Vitrollienne, au Sud de la Soucarède, Montpellier 1/20 000ème,

n° 6). Mais l'ensemble des Garrigues de Font Caude se tient à un niveau plus bas et plus récent (120-100 mètres), retouche de la précédente surface, facilitée par la déformation de ces plateaux pendant au Sud et que défoncent les ravineaux affluents du ruisseau de Courpouiran. Comme entre Pignan et Cournonterral, un phénomène de regradation néogène a donc précédé la dissection.

c)-Dans la partie moyenne, au voisinage de Castelnau-le-Lez, la coupe que nous proposons montre que la surface sommitale, dérivée de l'aplanissement fondamental, s'étend à la fois sur le Jurassique et sur l'avant-pays néocomien, de sorte que (en raison de la nature des faciès néocomiens où les calcaires sont bien représentés) le paysage de Garrigues aplanies s'y retrouve, à peine isolé par une petite dépression d'érosion différentielle où dominant les cultures. Sur le flanc Sud des Garrigues de Castelnau, une pente bien distincte de l'aplanissement sommital, témoigne d'une retouche récente qui peut être mise en rapport avec le niveau de la mer astienne.

(IV)-Les Garrigues du "pli" de Montpellier, de la Montagne de la Moure aux abords de l'étang de Thau.

Dans cette partie "du pli" de Montpellier, la culmination tectonique subméridienne décrite plus haut forme une croupe de partage entre le versant de Villeveyrac et celui de Montbazin; elle donne un relief partiellement inversé par l'érosion. La partie haute de son flanc Ouest localise les cotes les plus élevées. De part et d'autre se développent des niveaux

d'érosion et les altitudes décroissent depuis la Montagne de la Moure (304,2 mètres), jusqu'aux Mégès (62,7 mètres, au-dessus de l'étang de Thau).

-Les hautes croupes surbaissées de la Montagne de la Moure se rattachent, sans difficulté, à la haute surface d'Aumelas, ainsi qu'une partie du Bosc Viel. Entre la Combe des Charrettes, le Nipleau et les Escalles (feuille de Sète au 1/20 000ème, n°1) des cotes 260 à 240 évoquent le rajeunissement que nous avons décrit, sur ce même Causse d'Aumelas. Sur le même flanc du massif, plus à l'Ouest, on retrouve vers 180-200 mètres, la surface fondamentale qui prend de l'extension dans la Garrigue Plaine (feuille de Pézenas au 1/25 000ème n° 3-4). Sur l'autre flanc, elle se retrouve, dans la Terre Mégère et au sommet de la butte des Aÿs (feuille de Sète 1/20 000ème, n°1). En contre bas, dans chaque cas, les replats récents inclinés que nous avons attribués plus haut à l'évolution récente. Quelle que soit sa massivité, ce secteur ne dissimule pas entièrement sa structure; son influence est trahie par la dissymétrie de l'échine axiale: la pente Ouest y dessine un flanc anticlinal peu varié; tandis que des corniches des calcaires résistants -- notamment le Kimmeridgien -- forment ressauts sur la pente orientale, talus de ligne de faille dans la dépendance de l'accident Mas d'Antonègre - Mas Blanc, comme le montre la coupe que nous joignons à ce travail. Ainsi le style est-il encore proche de celui que nous avons analysé concernant le Nord-Ouest de l'anticlinorium.

-- Au sud du col emprunté par la route de Montbazin à Villeveyrac, le massif du Pioch de Madame se hausse à 190-200 mètres, au-dessus de croupes de 130 mètres environ, qui le séparent des bas-niveaux cotés de 100 à 60 mètres. H. DREYFFUS (1941) proposait de relier le niveau 190-200 mètres du Pioch de Madame aux cotes 300 de la Montagne de la Moure en mettant la dénivellation actuelle au compte d'un gauchissement postérieur à l'aplanissement dont il reconstituait ainsi l'unité. A cette solution élégante et nullement contraire à nos conceptions relatives à la mobilité néogène de la région, nous ne pouvons apporter ni confirmation ni démenti, faute d'une analyse des formations superficielles nous renseignant sur la présence ou l'absence des minéraux lourds de la molasse dans la zone sommitale. Remarquons, par ailleurs, qu'ainsi abaissée, la topographie du Pioch de Madame serait venue s'aligner dans le plan de la surface fondamentale. C'est cette continuité que nous avons exprimée sur la carte des surfaces du pays montpelliérain au 1/200 000ème comme sur la carte d'ensemble au 1/750 000ème. Les replats sis vers 130 mètres proviennent évidemment d'une retouche.

--- Mais dans ce même secteur méridional, ce sont les bas aplanissements qui retiennent surtout l'attention. Ils sont dotés d'une certaine pente. Celui qui, à l'Ouest, domine le Château de Veyrac (feuille de Sète au 1/20 000ème; n°1) que caractérisent les cotes 120/100 et 100/80 mètres, s'incline, à la fois, du Nord au Sud et vers l'extérieur du Massif.

Au tènement de la Langnette (feuille de Sète au 1/20 000ème, n°5), ce niveau de Veyrac domine le replat Sud-oriental de Cansers, Roumège, les Mégés qui de 75 à 60 mètres s'incline vers le pertuis d'Issanka et le littoral de Bouzigues.

Ces bas plateaux seraient sans originalité s'ils ne portaient des gîtes karstiques de bauxite qui n'ont pu être conservés sans une longue fossilisation par les terrains rognaco-bégudiens représentés dans le bassin voisin de Villeveyrac et dont on sait que des traces subsistent à proximité de Loupian. Là ne s'arrête pas la complexité de leur évolution: après érosion du voile de Crétacé supérieur, d'autres voiles discordants lui ont été substitués. Entre le virage où la D.158e amorce sa descente sur le Château de Veyrac et le Puech Cailloux, heureusement nommé, les lapiés du Kimmeridgien, ici peu dolomitique, ont piégé des galets siliceux patinés et roulés, non cartographiés, qui appartiennent à l'épandage continental de l'Oligocène inférieur ensevelissant, à l'Ouest de l'Abbaye de Valmagne, le synclinal éocène du Mas Novi. Ce recouvrement devait être à peu près complètement démantelé à l'Oligocène supérieur: au Roumège, comme à proximité des Mégés, des phosphorites, présumées aquitaniennes témoignent d'une évolution karstique subaérienne. Celle-ci aurait précédé la transgression marine du Miocène, le Burdigalien s'arrêtant aux environs de Loupian, débordé par les dépôts helvétiques. Il est plus que probable que la mer des molasses a envahi le bas pla-

teau Sud oriental; il est tout à fait certain qu'elle a recouvert au moins une partie de l'aplanissement de Veyrac: un petit gisement miocène étant conservé à moins de 400 mètres à l'Est de la D.158e, exactement sous les fils de la ligne à haute tension.

Les bas niveaux qui nous occupent appartiennent donc au type des aplanissements fossilisés puis exhumés, donc réemployés et cela plusieurs fois. Leur abaïssement diastrophique, en liaison avec le renversement des pentes en direction du Golfe du Lion est certainement à prendre en considération en ce qui concerne la submersion sous la mer miocène. Cette inclinaison d'ensemble justifie le drainage souterrain d'une partie du massif vers la source d'Issanka sur lequel il est inutile de revenir plus longuement. Toutefois, il ne s'agit pas, à notre sens, d'un simple mouvement de bascule. Ce dernier suffit à rendre compte de l'évolution des aplanissements du "pli" de Montpellier à l'Est de la Combe de Murviel. Pour toute la partie occidentale de l'anticlinorium, un mouvement de surrection en coupole de grand rayon de courbure paraît s'être manifesté, sans doute assez récemment, centré sur le Causse d'Aumelas. Il rend compte de l'exhumation tardive des bas niveaux qui a dû s'accompagner d'une modeste regradation. Il a dû se poursuivre tardivement: comment rendre compte autrement de la hiérarchie des rivages du Quaternaire moyen et récent sur la Montagne de Sète? Des enseignements complémentaires concernant l'évolution pléistocène pourront être tirés de l'étude des bassins.

b)-Les dépressions

On peut les classer en fonction de trois critères.

En premier lieu, leur type structural: demi-fossés de Fertalières et du Mas d'Antonègre, aire effondrée plus symétrique de Sainton, tous affectant des terrains mésozoïques dont l'agencement dénonce une disposition synclinale; profond synclinal de Villeveyrac, fossé de Mont-bazin-Gigean. Mais leur taille et la nature de leur remplissage jouent d'un point de vue morphologique, un rôle plus important encore. En gros nous en distinguerons deux types: 1)-les dépressions exigües qui n'ont piégé que des argiles à conglomérats et où ne se sont développées que des formes de dissection fluviales; 2)- les vastes dépressions remblayées de terrains d'inégale résistance, susceptibles d'être à l'origine de formes structurales. Dans tous les cas, les tracés du réseau hydrographique, souvent plus actif dans le passé géologique qu'aujourd'hui, sont riches d'enseignements.

(1)-Les dépressions exigües à remplissage argilo-conglomératique.

Nous désignons ainsi les fossés de Fertalières, Mas d'Antonègre et Sainton.

-Le fossé de Fertalières:

Aire synclinale développée dans les termes du Jurassique supérieur, mais déjà nivelée avant d'être tranchée obliquement à son axe par la faille de Fertalières- Mas d'Antonègre, cette dépression n'a recueilli que les argiles et cailloutis

volumineux du Stampien moyen élevé. La surface de discordance sur laquelle reposent ces formations tertiaires ne joue pas de rôle appréciable dans la topographie actuelle. C'est l'aplanissement post-stampien de 100-120 mètres qui nivelle partiellement le contact sud-est du Kimmeridgien-Portlandien et du Stampien, en contre-bas de la surface fondamentale représentée par la Terre Mégère. Un ruisseau, dit de Peyroulès, sans doute à cause des cailloutis mal façonnés qu'il a contribué à exporter, défonce le remplissage de ce demi-fossé et s'inscrit, à l'aval, dans le mésozoïque. Sa direction obéit à la pente d'ensemble des bas niveaux, vers le fossé de Montbazin. Son inadaptation à la structure est évidente. Le creusement qui est vigoureux a dû se faire par étapes dont les replats sont néanmoins difficiles à ordonner et à hiérarchiser dans les marnes et cailloutis.

-Le fossé d'Antonègre:

L'allure de demi-synclinal, effondré à l'Est de la faille d'Antonègre-Mas Blanc, y est plus évidente que dans le cas précédent, à s'en tenir à la seule observation des formes. Le flanc est se relève vers le plateau de la Bergerie des Agas. Il n'est pas structural, mais représente une surface fortement gachée, qui recoupe en biseau les divers horizons du Portlandien et du Kimmeridgien et qu'attestent des gîtes de bauxite. Ceux-ci sont fossilisés par la formation détritique du Stampien élevé; nous n'avons pu reconnaître aucun aplanissement infra-oligocène; cela ne surprendra pas: ces argiles et cailloutis sont des formations de transport restreint, correspondant

fréquemment à un relief heurté. Par contre, la surface fondamentale a nivelé le fossé et les Garrigues qui le bordent à l'Est. C'est grâce à elle que s'est établi, dans son ensemble indifférent à la structure, le Ravin de Cristoulet. Dans sa partie amont, proche du Mas d'Antonègre, ce thalweg suit le contact du Jurassique et du Tertiaire, évidemment non originel et arrêté sur des positions définies par l'érosion. Un peu plus à l'aval, au droit de la Bergerie des Agas, il commence à s'encaisser dans le Kimmeridgien, mais parallèlement aux auréoles des terrains plus récents dessinées à l'Ouest immédiat par les couches du synclinal. Modestes adaptations de détail et de caractère secondaire, par conséquent. D'ailleurs, si petite que soit cette dépression, elle n'a pas d'unité hydrographique. Son drain principal, en position à peu près axiale est le val lat du Pied de la Sellette. Il s'échappe du creux synclinal en utilisant une sorte de couloir, 20 mètres en contrebas de la surface fondamentale (plateau du Pioch des Carles), sans doute une première étape dans son creusement. Son cours se poursuit aux limites des hautes terres et de la surface récente de la Garrigue Plane, sous le niveau de laquelle il est du reste, aujourd'hui, encaissé.

-Le fossé de Sainton:

Plus symétrique que les dépressions précédentes, s'ouvrant de plus en plus largement vers la plaine de l'Hérault et montrant, dans cette direction, des topographies de plus en plus basses, il a recueilli, de la bauxite à la molasse, des formations plus variées où les argiles et cailloutis forment

toujours les éléments majoritaires sinon uniques, les affleurements les plus récents étant les plus occidentaux. Surtout, il réalise, au profit du Dardaillon, petit affluent du fleuve pré-cité, une importante concentration hydrographique de drains à écoulement d'abord très épisodique, mais susceptibles d'être nourris, à mi-parcours, de sources au moins temporaires. De la sorte, on suit les progrès de la dissection quaternaire de l'Est à l'Ouest. Il convient de remarquer, cependant, que le dessin de ce réseau est curieux. Le ruisseau le plus axial naît à la Fontaine Marie-Louise, à plus de 2,5 kilomètres de l'extrémité orientale du fossé. Plus près de cette extrémité, au Nord comme au Sud, se place l'origine de deux autres petits organismes. L'un débute, en effet, au Nord du fossé, dans le Jurassique, sur un replat 190 mètres qui ne rejoint le thalweg principal qu'à proximité du Mas de Lunès. L'autre, le Ravin du Lac est issu d'une zone humide, objet d'une opération de drainage à fin d'utilisation agricole, et franchit, en direction du Sud, la limite méridionale du fossé au prix d'une cluse de 25 à 30 mètres de profondeur, large d'environ 150 mètres et tapissée d'un colmatage récent. Il rejoint alors le ruisseau des Escalles, né sur le Jurassique entre Moure et Bosc Viel, qui, circulant d'abord hors de la dépression de Sainton n'y pénétrera, lui aussi qu'aux environs du Mas de Lunès. De tels faits sont significatifs de l'indifférence du drainage à la structure, d'une part, de sa sous-adaptation à l'ampleur des vallées, d'autre part. Cette dernière est le résultat d'une péjoration climatique,

comme l'on sait. Pour rendre compte de la première, il suffit de se rappeler que de nombreuses cotes 200 montrent que la surface fondamentale ou certains des embayments qu'elle dessinait parmi des terres plus hautes, se lisent aux lèvres du fossé. Reste à préciser les caractères de la concentration du drainage. Il est bien visible que cette concentration représente une conquête de l'impluvium des plateaux à partir du niveau de base déprimé de la plaine de l'Hérault. Mais les témoins molassiques déjà notés (Mont Redon- Bois du Mas de Brouet) imposant le fait que toute la partie basse du système du Dardaillon n'a pu s'installer qu'au Plio-Quaternaire, situant du même coup comme récente sa hiérarchisation.

(II)- Vastes dépressions et bas-pays: la morphologie du "bassin" de Villeveyrac et de l'environnement sud-occidental du "pli" de Montpellier:

Sans qu'on puisse jamais perdre la structure de vue, la faiblesse générale des reliefs de ce secteur invite à en regrouper les unités dans des ensembles plus vastes. Les cours d'eau ne s'y montrent guère mieux adaptés qu'ailleurs au plan architectural; mais, ce qui est plus remarquable, le même organisme fluviatile passe souvent d'une entité structurale à l'autre sans que son tracé ni même les caractères du profil en long ou en travers n'en soient modifiés. C'est une raison de plus pour procéder aux regroupements en cause. A l'inverse, et sans paradoxe, en raison de la largeur des affleurements, la lithologie compte davantage. Des Dentelles de Valmagne au Mas de la

Sole, la barre rognacienne bien saillante dans le paysage, sépare le domaine oriental du Bégudien-Rognacien inférieur gréseux et le domaine occidental où dominent les couches rutilantes (argiles et conglomérats) et les calcaires de l'Eocène. Le Sud, en bordure de l'Etang de Thau est le domaine des voiles transgressifs miocène et pliocène.

--- Le domaine oriental: synclinal de Villeveyrac proprement dit et anticlinal de Vinaigre (Montmèze):

-Le synclinal de Villeveyrac illustre remarquablement cette règle rarement démentie: que les régions de forte subsidence non contrariée par des mouvements contraires assez vigoureux, ne disposent que de reliefs médiocres. Les faciès et les circonstances de leur mise en valeur différentielle ont contribué à cette humilité des formes.

Ce sont les pontes de l'enceinte jurassique du synclinal, dérivées de la surface fini-crétacée et bien soulignées par un liseré de gisements discontinus de bauxite qui représentent l'élément le plus vigoureux.

Au-delà, les faciès du Bégudien et du Rognacien inférieur sont peu contrastés. Les grès et lignites du premier, renforcées de quelques bancs calcaires, les marnes et grès de Villeveyrac (C^{8a}), malgré la présence de quelques conglomérats, ont été évidés. Ce sont les horizons calcaires de la base des grès de Marcouire (C^{8b}) qui forment la corniche de la cuesta de Villeveyrac. Celle-ci culmine au Nord-Ouest de ce village,

à 141 mètres (feuille de Pézenas) non loin de l'arc dessiné par la proue synclinale du lieudit Peyrou-les-Clapasses, par un curieux pléonasme (feuille de Sète). La partie sommitale du revers, pour le segment d'orientation Est-Ouest, descend en direction de l'Occident, assez lentement, jusqu'à environ 110 mètres; pour le segment d'orientation Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest, la pente vers le Midi est plus rapide et la cote 50 mètres est atteinte à un kilomètre à peine au Sud de Villeveyrac. Le modelé de ce haut du revers évoque les restes d'un aplanissement déformé et mal conservé. Sur son extension possible, et ses relations avec les voiles néogènes en place plus au Sud, nous aurons l'occasion de revenir. Pour le moment, retenons seulement qu'il procède en quelque manière que ce soit, d'une topographie qui recoupe en biseau le Rognacien moyen et l'Eocène moyen lui-même discordant, avant de s'enfouir sous les dépôts continentaux de l'Oligocène inférieur, comme il apparaîtrait près du domaine de Marcouire. Cette topographie qui n'a, à cause de son support lithologique local, aucune chance d'être demeurée intacte, s'aligne donc sur la surface de Veyrac sise au pied du Pioch de Madame.

La fossilisation sous l'Oligocène inférieur rend compte de l'occlusion de la dépression subséquente, près du Mas Nègre. C'est au pied du talus de l'Oligocène conglomératique, lui-même nivelé par la surface fondamentale au même titre que le calcaire jurassique de la Garrigue Plaine, dans le "F" de Montpellier, que sourd le ruisseau des Marouch qui a mis à

profit le binôme de résistance rappelé au paragraphe précédent. Devenu ruisseau de Lolivet, après avoir reçu celui des Combes dont la D.2. en direction de Plaissan, suit l'échancrure dans la bordure jurassique du synclinal, puis ruisseau du Pont Viel, après la confluence du ruisseau des Chèvres qui naît sous le col du Plan de Lavit, enfin, ruisseau des Faysses, au Sud Est de Villeveyrac, il contourne fidèlement, à quelques centaines de mètres de distance, l'arc dessiné par le crêt synclinal. De tels changements d'identité, assez inhabituels en pays languedocien, témoignent des variations qu'enregistre l'aspect de la vallée. Vers le confluent du ruisseau de la Chèvre, la dépression subséquente s'élargit en une petite plaine triangulaire, colmatée de dépôts holocènes au niveau desquels se sont établis, sans s'encaisser, les lits des petits organismes fluviatiles. La plaine alluviale récente est également large et mal égouttée au long du ruisseau des Faysses, en vue du Château de Veyrac. Ailleurs le thalweg se trouve subordonné à des formes de versant, basses, simples mais nettes qui ressortissent, pour l'essentiel à un modelé du Quaternaire récent, le Würmien sans doute, les autres étapes du creusement n'ayant pas laissé de traces certaines. Au pied du Mas de Fontdouce, le talus basal de la cuesta est court; au contraire, sur le versant Nord de la vallée du ruisseau des Marouch, se développe un beau versant-glacis parcouru de drains parallèles entre eux et perpendiculaires aux isohypses, non encaissés et dont certains, rectifiés par l'homme, sont utilisés pour l'assainisse-

ment des parties basses. Au droit du Peyrou-les-Clapasses, le talus inférieur de la cuesta prend de l'ampleur: il approche le demi-kilomètre en largeur et s'abaisse très progressivement jusqu'à la rivière qu'il domine, couvert de ses cailloutis locaux mécaniquement débités, par un abrupt de quelques mètres (ruisseau de Lolivet, ruisseau du Pont Viel): il (s'agit donc d'un glacis suspendu. Venant mourir, sans terrasses, dans la plaine alluviale, les glacis de versant se déploient, assez symétriques de part et d'autre du ruisseau de la Chèvre, comme du ruisseau des Faysses. Des basses pentes du col du Plan de Lavit à celles du château de Veyrac, le système des drains subparallèles, pratiquement sans encaissement, est particulièrement bien venu.

Si, maintenant, l'on franchit le crêt calcaire de Villeveyrac, en direction de l'Abbaye de Valmagne, on rencontre, dans la Série des horizons un peu plus indurés des grès de Marcouire, un ensemble de reliefs peu impressionnants dont l'ordonnance apparaît mieux sur la carte ou la photographie aérienne que sur le terrain. Citons les cotes :72 et 77 du bois de Fontdouce, 96 du Pioch Catus, 72 et 68 encadrant la D.5, non loin des Mazets. La dissymétrie de ces reliefs est surtout sensible au Pioch Catus. Leur alignement reproduit, à distance, la courbe du Crêt de Villeveyrac. C'est donc l'esquisse d'une cuesta synclinale fort mal venue, faute d'un contraste de résistance suffisant dans les termes lithologiques et faute, encore, d'organismes hydrographiques assez puissants et de tracé

favorable, susceptibles d'assurer la mise en valeur différentielle. Il n'en s'agit pas moins d'un relief micro-structural dont nous allons retrouver le modèle, un peu plus au Sud, dans tout l'anticlinal de Vinaigre (Montmèze).

-Le relief micro-structural de l'anticlinal de Vinaigre (Montmèze):

On l'observe plus particulièrement de part et d'autre de la Nale 113, entre la cote 32 qui suit le carrefour des Quatre Chemins et le virage à angle obtus qui se rencontre après Montmèze. Nous avons déjà décrit, au Chapitre III, ce micro-relief structural auquel s'adaptent l'hydrographie et la géographie agraire: sur les affleurements résistants, qui dessinent des ^{*}croupes allongées, le plus souvent sans rocher apparent, les conquêtes de la vigne sont rares et la Garrigue se maintient en bandes étroites; entre elles des vallées souvent humides, livrées à la culture et aux prés. Autant que le relief, le paysage agraire souligne donc les couches de l'anticlinal de Vinaigre à l'ample dessin arqué (feuille de Pézenas au 1/25 000ème, n°7-8). Ce curieux modelé, sculpté dans les terrains du Rognacien moyen, est évidemment l'oeuvre des petits thalwegs exploitant les bandes vulnérables. Or ces fonds de vallons, larges d'une centaine de mètres, profonds d'une dizaine de mètres, rarement plus, souvent moins, sont mal égouttés. Les rus à écoulement épisodique s'empêtrent dans les alluvions: cas de sous-adaptation climatique actuelle, par référence à leur période d'activité érosive qui se définit ainsi

comme inactuelle. Il s'agit donc d'un modelé quaternaire, difficile à dater en l'absence de sols caractéristiques mais certainement récent puisque la dissection reste médiocre et que les micro-versants ne montrent pas de niveaux hiérarchisés.

Nous voudrions retenir surtout les modalités d'élaboration de ces microformes. Les petits thalwegs adaptés à la structure ne représentent que la deuxième génération du réseau hydrographique local. Les organismes de la première génération sont sécants par rapport à la structure: ruisseau des Coquillades, Aygue Vaques, Nègue Vaques sont parallèles entre eux et orientés au Sud - Sud-Est. Ce réseau initial, à partir duquel se sont mis en place les autres thalwegs est né sur une surface gauchie ou sur un vaste glacis, lui-même en accord avec la subsidence de l'étang de Thau.

Rappelons que nous avons noté un élément de surface, à l'amont, sur le revers du synclinal de Villeveyrac mais que cet aplanissement n'est sûrement pas intact. Par ailleurs, le micro-relief structural du Crétacé supérieur s'arrête au Sud aux limites de la molasse. Celle-ci s'est certainement étendue plus loin vers l'intérieur qu'elle ne le fait aujourd'hui. Son extension actuelle est donc définie par l'érosion. Le contact avec le substrat de la molasse n'offre généralement pas de relief notable. Cependant, les grands drains pré-cités, dégagent, aux dépens des couches miocènes, des entonnoirs de percée conséquente (près du Château de Font-Mars, du Mas de Garrio, du Domaine de la Rouquette). Il y a donc là une cuesta

en voie de dégagement inachevé. Le plus probable, en tout cas, est que les rivières de la première génération se sont établies sur une topographie de glacis regradant des éléments de surface exhumés de l'Oligocène dans la région de Villeveyrac et modelant, dans la partie méridionale, les voiles molassique et pliocène d'ailleurs plus étendus qu'aujourd'hui. Ce vaste glacis aurait figuré une sorte de piedmont de la Garri-gue Plaine. L'examen de la frange littorale de l'étang de Thau nous permettra de le dater plus précisément ci-dessous.

--- Le domaine central: le synclinal de Valmagne et le périantyclinal rognacien du Bois de St-Martin:

Dans l'axe du synclinal de Villeveyrac, mais dans des couches stratigraphiquement plus élevées, avec un style plus serré aussi, s'érige le synclinal inversé de l'Abbaye de Valmagne. L'érosion différentielle rend l'observation de sa structure extrêmement aisée. La route D.161 qui le traverse en direction de la vallée de l'Hérault permet d'observer la "barre" du Rognacien supérieur, les couches de calcaires, d'argile,utilante et de conglomérat de l'Eocène inférieur, l'auréole lutétienne puis le voile des dépôts de cailloutis et marnes de l'Oligocène inférieur discordant. En décalant et en décrochant ces couches, notamment la "barre" de Rognac, les failles du Mas Gibert et du Mas de Linarès sont également manifestes.

D'un point de vue morphologique, on retiendra la vigueur des pendages des couches anté-oligocènes, surtout le Rognacien qui définit un véritable hog back capricieusement

ciselé (d'où le toponyme: " Dentelles " de Valmagne). La sculpture différentielle s'est trouvée inégalement poussée: les rus venus du berceau synclinal ou de ses enveloppes demeurent suspendus et se raccordent mal, par des cascades intermittentes. La perméabilité des terrains traversés y est pour quelque chose: alors que la partie amont du thalweg est fort peu alimentée, la source de la Diane, sise sous le crêt des Garrigues de l'Abbaye, vient renforcer le petit ru qui en longe les bâtiments. Néanmoins, partie par le fait du ployage vigoureux des assises, partie par érosion, la "flaque" éocène du Mas du Novi se trouve déprimée à 130 mètres, 40 mètres en contrebas du crêt le plus proche. Comme l'environnement oriental du berceau de Valmagne se tient vers 70 mètres, on ne saurait tout à fait diagnostiquer un "relief de synclinal inversé sans perchement" (à la manière du Val préalpin d'Entrevernes); du moins l'entité de Valmagne tend-elle vers ce style.

Il ne s'agit pas, bien entendu, de formes structurales dégagées au cours d'une seule crise glyptogénique. Les schémas morpho-tectoniques s'appliquent ici. L'essentiel du plissement est antérieur au Lutétien comme le prouve la discordance de Marcouire. Les rejeux les plus importants de cette structure sont anté-oligocènes ainsi que le démontre la discordance du Mas de Carbou. La structure a été mise en valeur à partir d'une topographie exhumée. Des restes d'un aplanissement postérieur, difficile à situer chronologiquement, sont conservés à la Coste d'Ase, vers 150 mètres. Cette intégration intermédiaire dans un

plan d'érosion demeure nécessaire pour rendre intelligible le fait que le creux du Novi ait fonctionné comme un château d'eau.

La "barre" du calcaire de Rognac se prolonge vers le Sud, au-delà du mouvement synclinal de l'Abbaye de Valmagne. A la jonction de cette entité plissée et de celle qui lui fait suite, cette "barre" est brisée par un système de fractures, sans doute liées à l'orogénèse pyrénéo-provençale et visibles à hauteur du Mas Jaufré. Les petits organismes hydrographiques, attribuables à la période quaternaire, comme on pourra le déduire des pages qui suivent, sis à l'Est ou à l'Ouest, n'ont pas réussi à franchir cette barrière pourtant affaiblie. Plus loin vers le Sud, le crêt rognacien est ployé périanticlinalement, avec plongement du pendage à l'Est, sur le passage de l'axe du dôme de Castelnau-de-Guers, au Puech Sentinelle (122 mètres). Près de la Briffaude, une cluse, réalignée au profit de la Nègue Vaques, en interrompt la continuité, fournissant un passage utilisé par la Nale 113. Déjà le mouvement périanticlinal où s'engage le pli de Vinaigre est commencé. Le crêt qui le souligne montre une certaine massivité au Bois de Saint-Martin, bien qu'affecté par une nouvelle cluse. L'on sait que, près du Mas du Sole, ce crêt est décroché de 500 mètres à l'Est. A environ, 1,3km plus au Sud, à mi-distance entre le Chemin de la Reine Juliette et l'Ancienne Voie romaine, il disparaît sous la molasse tortonienne.

Entre les reliefs effacés des domaines oriental et occidental, compte tenu du contraste de couleur qu'offre le

blanc calcaire de Rognac avec le Vitrollien qui lui est associé, Celui-là est vraiment le trait remarquable du paysage. Cependant son altitude va en s'abaissant du Nord au Sud: 129 mètres au Mas de Janfré, 122 au Puech Sentinelle, 79 et 75 mètres de part et d'autre de la cluse de la Briffaude, 102 mètres au Bois de St-Martin, 88,6 mètres au Pioch Redon, après le décrochement du Mas du Sole. Or, au Nord de la Briffaude on trouve respectivement les cotes 103 et 102 sur le Rognacien supérieur et sur le Rognacien moyen: il existe donc là, sans équivoque, un biseau d'érosion. Cette constatation, apportant l'assurance que ce crêt n'est pas, lui non plus, une forme structurale monogénique, ainsi que la décroissance régulière de ses altitudes vers le Sud, sont à verser au dossier des aplanissements dans le Sud-Ouest du "pli" de Montpellier.

--- Le domaine occidental: dôme de Castelnau-de-Guers, synclinaux d'Aumes et de Florensac:

Du dôme de Castelnau-de-Guers, nous retiendrons son extrémité aplanie et l'inversion du relief qui s'impose au centre et à l'Ouest. Le périclinal effilé des Parédous conserve la couche directrice du Rognacien élevé. Mais elle est retaillée par un aplanissement à 100 mètres d'altitude. Plus à l'Ouest, alors que s'élève l'axe tectonique du dôme, le relief s'abaisse grâce à l'éventration d'une demi-combe, aux dépens de calcaires plus faibles et subordonnés à la couche directrice, oeuvre du ruisseau de Vignes-Vieilles, aujourd'hui sous-adapté à cette dépression. La combe est fermée au Sud par un crêt de calcaire

résistant dont on retrouve l'affleurement jusque dans la localité de Castelnau-de-Guers. Mais cette enceinte qui, d'ailleurs, s'abaisse rapidement de 90 mètres au Picch de Louis jusqu'à moins de 50 mètres, est franchi par quelques ruisseaux qui, comme le Marcoui, coulent en direction de l'Hérault. L'enceinte nord de la demi-combe est également franchie, dans le même sens par le ruisseau des Vignes-Vieilles. Un tel réseau hydrographique montre que l'évidement de la Combe s'est fait à partir d'une surface d'érosion nivelant le pli. Ce n'est probablement pas l'aplanissement actuel des Paredous. En effet, la partie la plus occidentale, évidée également, a été pénétrée par la mer helvétique qui y a laissé ses dépôts. L'une de ses "pastilles", proche de la ferme Persévérante, scelle un lambeau d'Oligocène inférieur dont la base, établie vers 50-60 mètres, montre bien que l'inversion de relief était déjà amorcée. D'autre part, eu égard aux différences de résistance, il semble bien que les buttes miocènes situées vers 80 mètres aient été nivelées par un biseau recoupant le calcaire du Rognacien élevé, quelque peu regradé à cette occasion. La surface des Parédous serait donc post-helvétique et le dégagement de la demi-combe aurait repris depuis l'exhumation partielle des dépôts miocènes.

Des synclinaux d'Aumes et de Florensac nous noterons qu'une lecture attentive de la carte topographique de Pézenas au 1/25 000ème (coupure 7-8) permet de les identifier, sans le secours de la carte géologique. Ils sont dessinés, en effet par les signes de reliefs micro-structuraux, comparables à ceux

que nous avons analysés dans l'anticlinal de Vinaigre.

Pour le synclinal de Florensac, en particulier, accidenté par la faille de décrochement de la Fontaine-du-Loup - Mas du Sole, et dont l'axe est dirigé au Sud- Sud-Ouest, l'angle d'ouverture des "auréoles" est très grand, ce qui traduit le fait qu'il est peu creusé. En témoigne la lourde cuesta éocène du Pioch de My arasée à 90 mètres et plongeant sous l'Helvétien discordant. Si l'on met à part ce relief structural vigoureux (tout aussi important, ici, que l'était, dans le paysage, le crêt rognacien du domaine central), il est intéressant de noter que, de la même façon que pour le pli de Vinaigre, les reliefs micro-structuraux, cette fois sculptés dans les terrains de l'Eocène inférieur, sont dégagés par les éléments secondaires du réseau hydrographique, tandis que les drains de l'avant-dernière génération orientés vers la vallée de l'Hérault (Ruisseau des Prés-Ruisseau du Pensairou) ont conquis une partie du bassin des drains de la première génération qui s'étaient conformés à la pente régionale vers l'Etang de Thau (Font Française et Ruisseau de Soupié- près de Pinet) On est donc conduit à penser que, là aussi, a existé une sorte de grand glacis penchant vers la mer qui a d'abord guidé le drainage, celui-ci s'orientant ensuite vers la vallée de l'Hérault au fur et à mesure qu'elle s'approfondissait par étapes, puis mettant en valeur la micro-structure.

Comment situer ce "glacis" (que suggèrent, comme une étape nécessaire et révolue, divers faits d'observation actuels qui font eux-mêmes figure d'héritages), par rapport aux éléments

d'aplanissements signalés ci-dessus et conservés sur substrat favorable? Si l'on rassemble les divers exemples retenus: revers de la cuesta de Villeveyrac, biseau du Nord du synclinal inversé de l'Abbaye de Valmagne, Bois de St-Martin, périanticlinal des Parédous, revers du crêt de My, l'on constate que les cotes relevées s'ordonnent autour de 100 et 150 mètres. Les plus élevées sont encore plus nombreuses en direction du Nord, en bordure orientale de la vallée de l'Hérault, dans le pays tertiaire qui la sépare des affleurements jurassiques. La plupart des témoins que l'on peut invoquer sont isolés au sommet des buttes. L'on peut craindre qu'il s'agisse quelquefois de niveaux structuraux, notamment de la molasse. Mais la carte au 1/100 000^e qui accompagne ce travail montre qu'ils s'alignent toujours sur un aplanissement et l'on note quelques cas de biseaux caractérisés reprenant la molasse et son substrat (cf. St-Gervais Puech del Vas -feuille de Lodève, au Sud du Pouget). Il s'agit donc d'aplanissements post-helvétiques, au moins, même s'ils reprennent localement des éléments de topographie anté-oligocène (synclinal de Valmagne) ou, plus généralement anté-miocène, partout où le voile transgressif a reculé. Ces niveaux sont inclinés à l'Ouest et au Sud. Ils se disposent en secteur de couronne concentrique autour de l'anticlinorium de Montpellier, le plus bas à l'extérieur. On doit donc les mettre en relation avec le diastrophisme post-miocène gauchissant cette partie de "l'Eperon jurassique".

Toutefois, en raison du caractère fragmentaire des témoins, il est honnête de se demander s'il s'agit bien de deux niveaux, faiblement déformés, ou s'il n'en a existé qu'un seul, fortement gauchi. Nous n'avons pas d'argument décisif pour répondre à cette question dans l'espace considéré, sauf à nous référer, mais par simple comparaison, à l'existence des deux méplats (plus assurés parce que plus continus) sur le flanc Sud du "pli" de Montpellier, entre Cournonterral et Murviel.

Si l'on admet bien l'existence des deux niveaux pour la totalité de l'environnement de l'anticlinorium, l'on doit considérer la brèche de Bouzigues, datable du Villafranchien inférieur et formée de débris jurassiques et autres reliques locales, comme corrélative de la formation du plus récent d'entre-eux. Nous admettons qu'à partir de la surface "fondamentale", l'un puis l'autre ont été induits: 1) par une crise diastrophique mineure; 2) par l'action érosive qui s'en est suivie, dans un contexte morphoclimatique favorable à la pédimentation. Le bas niveau a dû être réalisé à une altitude proche du rivage marin contemporain, peu avant l'amorce de la régression post-calabrienne.

La Cluse du Château de St-Martin, empruntée par le ru de même nom (que prolonge la Nègue-Vaques), nous incite à reconnaître dans le glacis sur lequel se sont établis les drains d'orientation Nord - Nord-Ouest, Sud - Sud-Est, la phase finale de cet aplanissement nivelant, à l'aval, les dépôts transgressifs néogènes et la brèche de Bouzigues elle-même. Le contact

de cette dernière formation avec le Jurassique est assez bien biseauté à la cote 47, au Nord de cette localité, de l'autre côté de la Nale 113: la formation du Quaternaire ancien y est seulement signalée par l'extension des vignes dans le paysage. Pareille disposition évoque le glacis recoupant le cône du Villafranchien ancien de la Mosson à la Paillade.

Il convient maintenant d'examiner si l'aire littorale de l'étang de Thau confirme cette interprétation.

--- Le domaine méridional des voiles transgressifs au voisinage de l'étang de Thau:

Il est limité au Nord par l'affleurement de l'Helvétien et localement, près de Pinet, du Tortonien. L'on a vu que ce contact, où s'arrêtent les micro-reliefs structuraux de l'anticlinal de Vinaigre et du synclinal de Florensac, est généralement effacé, sauf au droit des vallées qui mettent discrètement en valeur, sous forme d'entonnoirs de percée conséquente, les horizons un peu plus résistants de la molasse: bancs gréseux ou calcaires à lumachelle. La notion de voile fossilisateur est tout à fait évidente sur le terrain. Le carrefour coté 38, sur la route de Pinet à Castelnau-de-Guers, est un bon point d'observation à cet égard.

Sur la molasse s'est avancée la mer pliocène: le faciès gréso-sableux de l'Astien est bien représenté de part et d'autre de la vallée de la Nègue Vaques et commodément observable aux anciennes carrières demi-boisées qui avoisinent

l'embranchement du Château de Font-Mars sur la D.51. L'horizon à Potamides Basteroti est attesté au Nord de Florensac (feuille de Bédarieux au 1/80 000ème, 3ème édition). En outre, la brèche de Bouzigues, entre ce village et les environs de Mèze, les limons des plateaux inférieurs à passées graveleuses, marneuses ou gréseuses dits à Mastodon arvernensis, plus épais et étendus vers Pomérols, s'amincissant et devenant discontinus en direction du domaine de St-André (feuille de Pézenas au 1/25 000ème, n°7-8), sont venus en recouvrement continental des formations laguno-marines. Dans tout cet ensemble, d'ailleurs défavorable, aucune forme structurale. Tous les contacts sont effacés sur des croupes surbaissées d'interfluves dérivant de notre ancien glaciais et qui finissent, au Sud-Est, dominant l'étang de Thau de quelques mètres, en micro-falaise.

Par contre, les formes en creux sont nettes: vallées du Pallas, de l'Aygue Vaques, de la ~~M~~égue Vaques, du domaine de Villemarin, du ruisseau de Soupié, montrent un fond plat mal égoutté et des versants doux mais présentant 10 à 20 mètres de dénivellation. Même de petits organismes, comme le ruisseau des Vignaux que longe, allant vers Loupian, la D-58 après son embranchement sur la 113, montrent des replats de versant prouvant un creusement au moins en deux étapes. Le colmatage du fond, entre 0 et 4 mètres, en bordure de l'étang, est à mettre en rapport avec la transgression flandrienne: certaines rivières, par ailleurs climatiquement sous-adaptées à l'époque actuelle, en sont si encombré que, l'Homme aidant, leur cours in-

férieur se perd dans des marais drainés. La largeur de ce plancher vaseux évoque des rias colmatées. Si la large plaine alluviale qui s'étend au Nord du Mas de St-Jean-des-Sources, à l'Est de Pinet, n'est sans doute qu'une aire de confluence ennoyée, la dépression ronde des Salins, au Sud-Ouest de Méze, rappelle les cuvettes de dissolution et de tassement réalisées dans la plaine de l'Hérault et en Biterrois, sur substrat molassique.

En dépit du caractère strict de son encadrement, de sa création essentiellement néogène, de son colmatage principalement molassique, bref, d'aspects très différents, le fossé de Montbazin-Gigean pose, dans l'environnement du pli de Montpellier, des problèmes de morphologie plio-quaternaires assez analogues à ceux de la bordure de l'Etang de Thau, sur lequel il ne débouche que par le pertuis étroit d'Issanka.

(III)- Aspects morphologiques du fossé de Montbazin-Gigean:

Nous retiendrons trois points importants: 1)-La question du diastrophisme post-miocène. -2) le dessin du réseau hydrographique et ses enseignements: glacis villafranchien et mise en valeur différentielle de la structure. -3) les formes typiques du Quaternaire récent.

----M.DREYFUSS (1941) avait donné de l'évolution post-helvétienne du Nord de ce fossé, une explication demeurée longtemps classique. On peut la résumer en quelques mots. Après le retrait de la mer miocène, la région est la proie de grands ravinements, prouvés, entre autres, par la position des pou-

dingues de la base de l'Astien dans la vallée du ruisseau de la Fosse et dans celui du Mas de Courpouiran. Des ravinements importants, tout autour, accompagnent la transgression et le cône du Rieucoulon (en réalité mêlant les apports du Lez et de la Mosson) se charge de cailloutis interstratifiés dans l'Astien, qui n'est pas représenté au niveau de Bouzigues et de Balaruc. A la fin de cet étage, une surface d'érosion est réalisée qu'attestent ses relations avec les cailloutis siliceux d'un Villafranchien alors rangé dans le Pliocène supérieur. L'aplanissement en cause porte des cailloutis épars en divers endroits du pli de Montpellier (Bel Air) ou de la Gardiole (Champ de tir de la Madeleine). Les courbes de niveau de la surface ainsi définie:

1) montrent un basculement vers le Sud-Est, 2) dessinent un ombilic au Nord-Est immédiat de Fabrègues, justifiant le confluent de la Mosson et du Coulazou. Cette reconstitution ne peut plus être maintenue telle quelle, en raison d'importantes révisions qui touchent tant aux définitions stratigraphiques qu'à l'extension des affleurements. Certaines sont mentionnées par la 2ème édition de la feuille géologique de Montpellier au 1/50 000ème. Nous n'en suivrons pas, cependant, toutes les interprétations, en ce qui concerne, en particulier, le Pliocène continental, pour lequel ce document exprime les idées de A.BONNET; nous avons dit, au cinquième chapitre de ce travail, les raisons de notre adhésion aux conceptions différentes défendues par J.BARRIERE et J.MICHAUX (1969-1970). Tirons le bilan que nous retenons de ces apports, en partie divergents.

-La présence de l'Astien n'a pas été confirmée, par sondage, à l'aval de Courpouiran. Sous des cailloutis que nous situerons, on n'a trouvé là que l'Aquitanien, d'ailleurs raviné.

-La deuxième édition de la feuille de Montpellier au 1/50 000ème réduit considérablement l'extension des affleurements des sables astiens par comparaison aux tracés de la première édition. Une partie des marnes et cailloutis précédemment affectés à divers niveaux du Pliocène entre Lavérune et Fabrègues est refoulée dans un Helvétien supérieur à faciès détritique dont la situation au pied de la Gardiole, en une aire de contact marquée par un accident synsédimentaire, est, du reste, logique. Resteraient, selon le document considéré, deux affleurements sableux de l'Astien; l'un en rive gauche de la Mosson, au Nord de l'Ancienne Poste, l'autre en rive droite, au Mas de Chot (feuille de Montpellier au 1/20 000ème, n°7), d'ailleurs plus restreint. En fait, il est très probable que ces sables soient postérieurs et que la mer astienne n'ait pas pénétré dans cette partie nord-orientale du fossé.

-La même feuille géologique de Montpellier au 1/50 000ème, 2ème édition, maintient le cailloutis de la Mosson à galets calcaires dans l'Astien où il serait interstratifié sans ravinement et le distingue de cailloutis siliceux reconnus comme locaux (grâce, en particulier, à des chailles bajociennes) et rangés, à l'exemple des formations également siliceuses épanchues à l'Est de la vallée du Lez, dans un Villafranchien, toujours considéré comme représentant le Pliocène supérieur. Or,

J.BARRIERE et J.MICHAUX ont montré qu'à proximité de St-Georges -d'Orques, ce prétendu niveau siliceux supérieur n'était rien d'autre que le sommet, en cet endroit pédologiquement appauvri, de la formation de la Mosson, dont les galets calcaires mêlés de chailles se retrouvent en dessous. Cette formation est interstratifiée avec la marne de Celleneuve et divers horizons sableux et non avec l'Astien dont elle est séparée à l'Est de la rivière par la couche à Potamides Basteroti. Elle ravine successivement, depuis l'origine du cône qu'elle a construit, le Jurassique, l'Aquitanién (d'où le banc à Gryphea Aginensis, et non à Ostrea cucullata, observable à la Paillade) puis l'Helvétien et le Burdigalien (d'où les sables pseudo-astien; les minéraux lourds, retrouvés par P.DEMANGEON, 1959, semblables à ceux de la molasse marine se justifient de la même façon). Dans cette analyse, la carte géologique, tout en admettant la même variété de faciès, doit être stratigraphiquement simplifiée.

Cependant, le schéma proposé par M.DREYFUSS avait l'avantage de fournir une justification à des problèmes morphologiques tout à fait concrets, concernant l'altitude des surfaces, leur pente; concernant aussi les problèmes de tracé du réseau hydrographique. Aussi devons-nous, en tenant compte des révisions exposées ci-dessus, proposer une solution à jour pour ces mêmes problèmes.

Il convient de revenir à la faille masquée de la moyenne Mosson, précisée grâce à des sondages de faible profondeur par les auteurs de la feuille géologique de Montpellier

au 1/50 000ème et bien exprimée par leur dessin, notamment dans les relations d'altitude et de continuité, de part et d'autre de ce petit fleuve côtier, du Burdigalien et de l'Helvétien supérieur. Tout indique que cet accident, aligné sur la faille de Gigean, a, comme cette dernière, joué pendant le dépôt des terrains miocènes, affaissant le bloc occidental.

Il est, toutefois, impossible que cet accident ait localisé un creux topographique au moment où s'est établi le cours du Coulazou, en relation avec les bas niveaux d'aplanissement du "pli" de Montpellier et avec la basse surface du Nord de la Gardiole. Le remplissage du fossé de Montbazin-Gigean devait alors être nivelé à des altitudes voisines de ces plateaux calcaires, selon une pente inclinée des environs de Cournonterral à ceux du plateau de la Roque.

Pour la Mosson, s'étant séparée du Lez dans leur aire d'accumulation commune (s'il est exact que cette convergence des deux organismes ait existé), elle a glissé par déversement sur ses dépôts du Villafranchien inférieur et s'est logée dans la zone basse à l'intersection de son propre cône et de celui qui descend de St-Georges-d'Orques, sans doute oeuvre commune "d'ancêtres" du ruisseau de la Fosse et du Lassederon, les chailles bajociennes représentées dans cette dernière entité, témoignant de l'érosion de la zone axiale du "pli" de Montpellier au voisinage du dôme de Murviel. Selon cette façon de voir, la Mosson est, en réalité, l'affluent du Coulazou, et non le contraire. L'origine du déversement est principalement climatique,

dans la dépendance des variations du rapport charge/débit. Le diastrophisme du début des temps quaternaires, accentuant la pente régionale vers le Golfe du Lion et exacerbant l'érosion dans "l'Eperon jurassique" n'y est pas non plus étranger. Nous trouverons plus bas d'autres preuves locales de sa réalité. Nous ne saurions dire, toutefois, s'il a impliqué un rejeu de même sens de la faille masquée de la moyenne Mosson. Nous ne disposons d'aucun argument pour l'infirmier, mais ce rejeu ne paraît pas indispensable à notre démonstration. De même, comme nous avons décrit deux aplanissements récents hiérarchisés à la surface des plateaux encadrants, la déformation en ombilic, envisagée par M.DREYFUSS, ne semble plus nécessaire, le mouvement de bascule au Sud-Est, combiné avec le léger rejeu en coupole de l'anticlinorium de Montpellier suffisent à rendre compte des faits retenus. Une fois fixés en effet, les cours de la Mosson et du Coulazou se sont maintenus. L'un creusant une gorge inadaptée à la structure dans les massifs calcaires, l'autre ravinant facilement la molasse, dès que déblayé le cailloutis du Villafranchien inférieur.

L'ensemble de l'évolution morphologique quaternaire du fossé s'éclaire d'ailleurs à partir de l'analyse des tracés des petits organismes hydrographiques.

--- La dépression qui n'a pas d'unité de drainage, a suscité deux concentrations hydrographiques: l'une, au Nord-Est, au profit du Coulazou; l'autre au Sud-Est, en faveur de la Vène.

L'existence des confluences en cause vers la bordure orientale du fossé, la contribution assez médiocre de la Montagne de la Gardiole sont déjà remarquables. Mais il y a mieux: avant de se rejoindre, les drains des deux réseaux montrent des tracés parallèles entre eux, au moins sur certains segments raccordés par de brusques changements de direction. Il est évident qu'il y a là les signes d'une évolution que l'on peut essayer de débrouiller.

Pour la partie septentrionale du fossé, retenons l'orientation parallèle du Nord-Ouest au Sud-Est de cours d'eau venus du "pli" de Montpellier: ruisseaux de Courpouiran, de la Fosse, Lassederon, Coulazou inférieur. Celui-ci reçoit l'Aiguerelle dont une partie des eaux vient de la Gardiole et visiblement guidée par la faille bordière de ce massif. En outre le rejoignent, directement ou indirectement, mais davantage influencés par la concentration en direction du confluent de la rivière principale dans la Mosson, divers petits organismes apparemment nés dans la plaine: Pisse Saume, Font Sauret, ruisseau du Pontel, Merdanson, ruisseau des Fontaines (Ouest de Fabrègues, feuille de Sète, 1/20 000ème, n°2).

Pour la partie méridionale, la Vène présente trois sections Nord-Ouest, Sud-Est, quasi orthogonales aux directions structurales, soit: de sa source aux environs de la Cabane des Garennes, de Montbazin à l'ancien moulin Juffel, du confluent du ruisseau des Oulettes à Issanka. Les raccords sont formés par

des sections adaptées à la structure, soit: au pied de reliefs de cuesta dans les deux premiers cas, et au contact du massif de la Gardiole dans le troisième. Si les ruisseaux de Vire et de Barbière (grossi du ruisseau de Cassagne) descendent de la Gardiole, les Oulettes (et son affluent dit des Combes) montrent un tracé en baïonnette tout à fait comparable à celui de la rivière principale. Le ruisseau de la Lauze qui arrose Poussan, obéit à la direction Nord - Nord-Ouest, Sud - Sud-Est.

Des observations ci-dessus, il ressort la primauté de la direction vers le Sud-Est, non seulement statistiquement, mais dans le temps, sur tous les autres tracés: direction de drains de glacis, à peu près parallèles entre eux, nés sur les basses surfaces du "pli" de Montpellier et se prolongeant dans le fossé avant le déblaiement des formations vulnérables qui s'y sont rassemblées, précédant, en tout cas, les phénomènes de concentration hiérarchique et les adaptations structurales. Quand se situe ce glacis dans l'évolution? A quel moment la réorganisation du réseau est-elle fixée dans ses tracés actuels?

---- Pour répondre à ces questions, on examinera les formes et formations quaternaires.

-Les tracés des ruisseaux de Courpouiran et de la Fosse comme du Lassederon ne peuvent s'être fixés que postérieurement à l'édification des grands cônes de cailloutis à chailles bajociennes, empruntés au dôme de Murviel et dont les vestiges, plus ou moins séparés, sont conservés à l'Ouest de la Mosson.

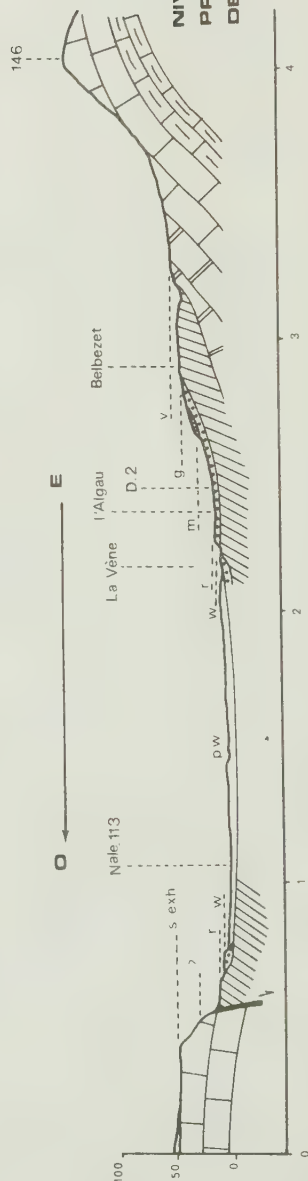
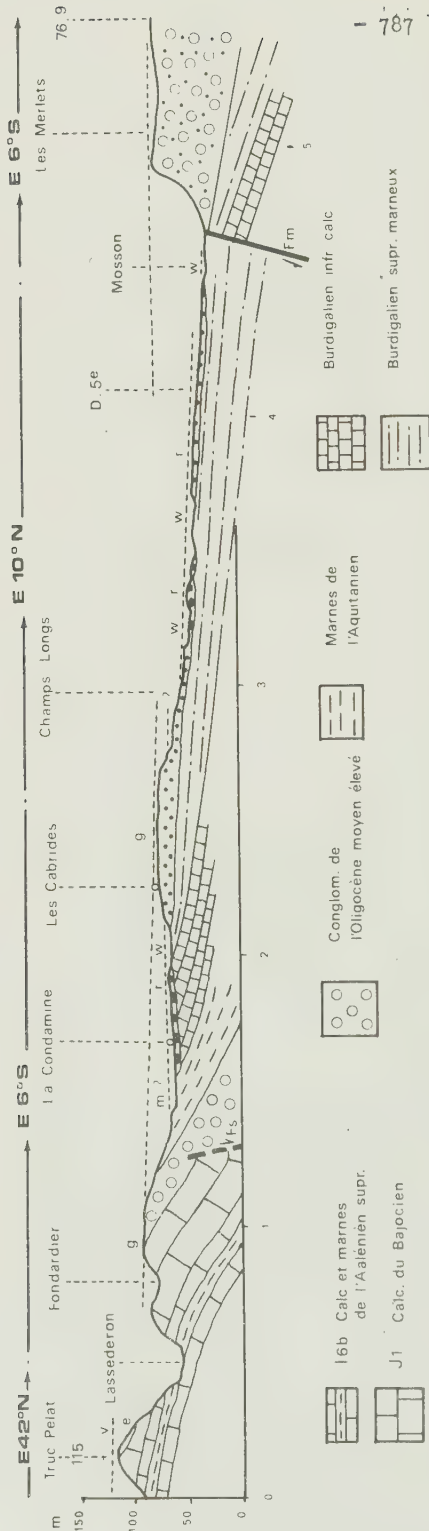


Fig. 108.

J7 Sequanien

J9 Portlandien

Diverses formations quaternaires continentales meubles

Horizon consolidé du quaternaire continental ancien

Que les éléments composant ces cônes soient d'âge villafranchien ancien et affectés d'une très importante et durable pédogenèse, ne signifie nullement que le glacis établi à leurs dépens remonte aussi haut dans le temps. A hauteur de la Paillade, le cône homologue de la Mosson est tranché par une topographie d'aplanissement aréolaire qui a détruit les horizons A et n'a laissé subsister, au moins à l'amont, qu'une mince partie inférieure des horizons B d'accumulation. De même, la coupe que nous proposons à l'appui de ce texte, tracée aux environs de St-Georges-d'Orques montre un remarquable aplanissement du cailloutis à chailles, vers les Cabrides (Sud-Est de St-Georges-d'Orques, Montpellier 1/20 000ème, n°7), qui se prolonge dans le biseau recoupant, un peu plus à l'Ouest, la brèche de l'Oligocène et le calcaire du Bajocien. Ce niveau illustre bien les difficultés de datation relative que l'on rencontre sur ce flanc Sud oriental du "pli" de Montpellier où des plans d'érosion, de surcroît inclinés, se repèrent à peu près à toutes les altitudes, sans que leur hiérarchisation soit très nette. C'est la raison pour laquelle nous avons proposé de considérer qu'ils procèdent les uns des autres par regrada-tion, compte-tenu des oscillations climatiques et du diastro-phisme régional et local (voir Chap.III et ci-dessus). Il res-te que la retouche qui nous occupe s'inscrit un peu plus de 20 mètres en contre-bas de l'ensemble des aplanissements ro-cheux les plus récents: en conséquence, en référence avec ce qui se passe dans la vallée de l'Hérault, et sans mener cette

comparaison d'une façon trop stricte, étant impossible d'établir une commune mesure entre la puissance des organismes et la valeur du diastrophisme d'un exemple à l'autre, nous proposons, non sans hésitation, de situer le glacis en cause après le Villafranchien ancien et avant les grands ravinements qui succèdent au Günz. A ce moment, s'il est bien daté, les rivières ne mordent ni dans le fossé, ni à la surface des plateaux voisins. Non seulement l'ancrage amont du cône de la Mosson sur le "pli" de Montpellier a été respecté, mais la défluviatio de cet organisme côtier n'aurait pu se produire s'il en avait été autrement. Du reste, des incidents dans l'établissement des réseaux se manifesteront encore longtemps, principalement en raison de l'instabilité climatique. Ainsi, le vallon qui a réussi à entamer la surface aplanie du cailloutis à chailles, entre St-Georges-d'Orques et le Château de l'Engaran est aujourd'hui mort, étouffé par le remblaiement de son plancher et seulement parcouru, dans sa partie aval par un fossé de drainage.

Entre le Coulazou et la Vène, subsiste, sous la forme de la longue croupe de la Croix de Fer-Pioch de la Fontaine, couronnant et protégeant au niveau de ce Pioch une cuesta de molasse, une traînée de cailloutis siliceux fortement amenuisée par l'érosion, mais conservée sur le partage des eaux culminant actuellement à 73 mètres. Elle semble prolonger le cours du ruisseau de Billière, descendu du synclinal -fossé de Fertalières. Mais il est plus probable que les cailloutis siliceux

précités proviennent de la zone axiale du "pli" de Montpellier ce qui met en cause un proto-Coulazou. Il n'est donc pas déraisonnable de penser que le même glaciais du Quaternaire ancien se prolongeait jusqu'à cette partie centrale du fossé, même si l'aire recouverte par les apports d'amont était moins étendue et laissait subsister de larges affleurements de molasse. L'épandage et sa regradation sont naturellement des phénomènes climatiques, tandis que l'orientation des flux est conforme à la fois à la pente régionale acquise depuis le début des temps néogènes et au diastrophisme tardif en coupole dont nous avons cru devoir retenir l'hypothèse, centré sur le Causse d'Aumelas.

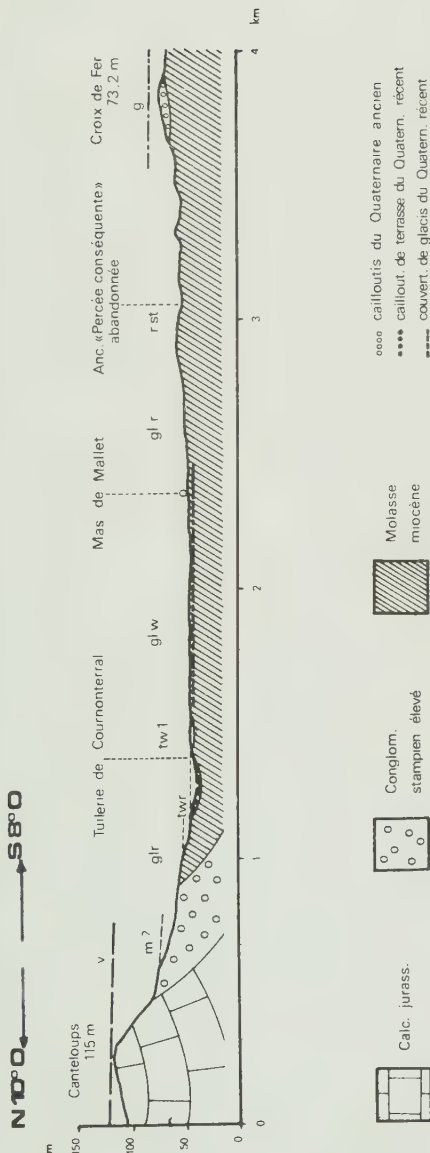
Dans le secteur méridional, une coupe Ouest-Est, passant près de la station ferroviaire de Balaruc-le-Vieux, fait apparaître un méplat d'érosion recoupant les argiles à montmorillonite et l'horizon caillouteux qui les couronne, faciès attribuables à la phase continentale élevée du Villafranchien ancien de ce secteur. Là encore, subordonné de 15 à 20 mètres au piedmont calcaire de la Mathe, ce niveau d'érosion pourrait être rapproché, sans invraisemblance, de celui des Cabrides proche de St-Georges-d'Orques. Comme sur l'autre bordure du pertuis d'Issanka, la brèche de Bouzigues est également nivelée (ici vers 40 mètres, mais dans des conditions de perchement relatif et actuel non négligeables) on peut admettre également que l'entaille locale des rivières n'a débuté que plus tardivement.

Par référence à la modestie des altitudes (80 mètres vers St-Georges-d'Orques, 70 mètres au Sud de Cournonterral, 40 mètres au niveau du pertuis méridional), il faut convenir que, dans la suite du Quaternaire, la dissection a été vigoureuse et le déblaiement considérable. En dehors des témoins du Quaternaire ancien dont il vient d'être question, on ne trouve plus que de basses formes d'érosion, mal habillées de formations banales, à éclats de cailloutis calcaires anguleux; et, de surcroît, sur substrat de molasse les sols y sont faiblement évolués.

En nous aidant des coupes ci-jointes, nous décrirons les trois niveaux les moins contestables, tous situés dans un Quaternaire récent à moyen-récent. Le plus élevé des trois, mais ne dominant les petits thalwegs que d'une dizaine de mètres, est souvent en position de glacis, relativement éloigné du tracé des rivières les plus importantes, quelquefois (mais non toujours) adossé aux versants de la Garrigue jurassique. On verra, sur les coupes, que le passage au niveau inférieur se fait, tantôt par un ressaut de quelques mètres, tantôt par un plan incliné où l'on ne saurait établir une limite franche. N'accordons pas trop d'importance à ces modalités différentes: pour de semblables dénivellations, en zone d'intense exploitation agricole, l'Homme en est responsable, façonnant ici, des rideaux de cultures, ailleurs, effaçant un talus naturel de faible commandement par le labour.

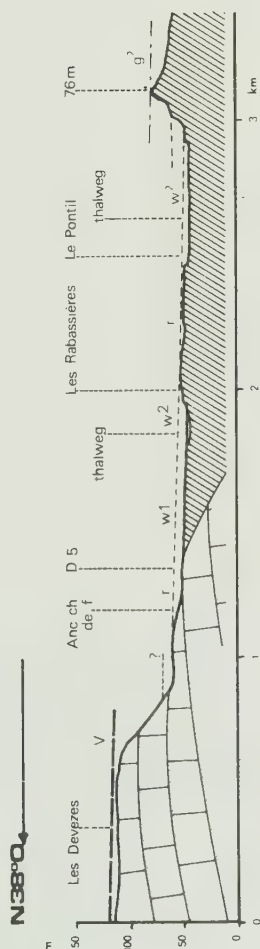
NIVEAUX QUATÉRNAIRES AUX ENVIRONS DE COURNONTERRAL (A)

F. DE MONTPELLIER N°6 ET SETE N°2 AU 1/20 000e



légende coupes A-B-C-D

- pw post wurmien
- w2 wurmien 2
- w1 wurmien 1
- r rissien
- m? mindélien?
- g gunzien
- v villafanchien
- t terrasse
- gl glacis
- sexh surface exhumée
- f s faille supposée
- f m faille masquée
- rst reliefs plus ou moins structuraux (dans la molasse)
- e: éboulis



NIVEAUX QUATÉRNAIRES AU SUD DE COURNONSEC (B)

F. DE SETE N°2 AU 1/20 000

Au-dessous, le niveau intermédiaire présente encore une certaine ampleur, mais tend à se rétrécir dans les vallées les mieux engainées par le relief. Il se dispose, selon la logique hiérarchique, plus près de l'axe du thalweg; la forme la plus fréquente est, en ce qui le concerne, le glacis-terrasse. Toutefois, la couverture mince (quelques décimètres de puissance) et pédologiquement peu évoluée, ne comporte généralement pas de cailloutis émoussés, mais seulement des galets de versants anguleux - sauf pour le Coulazou, près de Cournonterral, lequel remanie du reste, des éléments préfaçonnés empruntés à l'Oligocène et à la molasse et pour la Mosson, à l'aval de Juvignac. Dans ce dernier cas il s'agit surtout de matériaux remaniés du Villafranchien et le profil topographique laisse à penser que deux niveaux sont représentés, le plus élevé se rattachant à la phase dont les témoins ont été évoqués au paragraphe précédent.

Enfin il existe un très bas niveau. Celui ci dessine une terrasse ne dominant le thalweg qu'à moins de deux mètres (Coulazou-Mosson) et s'avère submersible par grosses crues. Au long des plus petits organismes le fond des vallons est au contraire généralement colmaté, en contrebas du niveau précédent, singulièrement là où affleurent les marnes miocènes. Dans le tracé comme dans l'incision des plus petits organismes, il convient de voir l'effet de la volonté humaine, soucieuse du drainage de terres fréquemment menacées de submersion. Ce très bas niveau à la différence du précédent ne correspond

jamais à des glacis, ni même à des glacis-terrasses; la terrasse inférieure ou les fonds colmatés demeurent toujours étroitement engainés dans des vallées.

Si une partie du colmatage terminal est holocène, il est facile de reconnaître, ailleurs et singulièrement dans la très basse terrasse, des formes et formations du Würmien tardif, pratiquement dépourvues d'un masque pédogénétique évolué. De ce fait, le niveau moyen, perché seulement de quelques mètres relève d'un Würmien plus ancien. Pour les glacis dominants, il est, en l'absence de documents archéologiques, difficile de décider, Würmien inférieur ou Rissien? Les concernant, les dénominations retenues pour les coupes précitées, restent hypothétiques et n'ont d'autre intérêt que d'introduire un classement.

Encore celui-ci doit il être nuancé en fonction de la situation. Dans le Sud du pertuis d'Issanka où le remblaiement flandrien, caractérisé par des cotes inférieures à 2 mètres est relativement étendu, nous admettons que le niveau "rissien" de notre nomenclature se situe vers 10 mètres et que le "Würmien, lui aussi continental, n'excédant guère 5 mètres, disparaît rapidement sous les dépôts liés à la dernière transgression.

Les témoignages les plus réduits et les plus incertains concernant néanmoins les niveaux moyens entre les glacis que nous attribuons au Riss avec doute et les accumulations regradées du Quaternaire ancien. Seuls quelques inflexions de

versants ou quelques courts replats peuvent représenter le niveau mindélien. En réalité, le contraire nous aurait surpris. Partout en Bas-Languedoc, les témoignages attribuables à cette phase de l'évolution s'avèrent extrêmement fragmentaires et dispersés. En particulier dans la vallée de l'Hérault, cette singularité permet d'estimer qu'ils ont été les victimes de grands ravinements. Dans le fossé de Montbazin-Gigean, les difficultés de l'analyse tiennent au fait qu'il s'agit de fragments de versants ou de glacis de versants et non de lambeaux de terrasses, toujours mieux caractérisés pétrographiquement et pédologiquement. Le maximum de confusion apparaît avec les larges affleurements de la molasse coquillière ou gréseuse. Les coupes y laissent apparaître des ressauts dont certains ne sont que des rideaux de culture; l'ensemble montre cependant une série de formes principalement structurales. Mais il n'est pas douteux que nombre de replats structuraux, s'alignant sur des glacis ou des replats d'érosion, ont représenté des étapes dans le creusement rythmique de la dépression.

--- C'est en tout cas en fonction des étapes ainsi décrites que l'on peut espérer situer l'évolution du réseau hydrographique.

Il est bien entendu que les drains parallèles infléchis au Sud-Est, liés à l'épisode hypothétique et nécessaire du grand glacis du Quaternaire ancien ne peuvent lui être antérieurs. A l'amont, ils ne pouvaient guère être sérieusement encaissés dans les plus basses surfaces calcaires- encaiss-

sement qui est survenu, pour l'essentiel, ultérieurement, mais non sans incidents.

Le bassin de la Vène est significatif des modifications introduites par le karst. Dans le Jurassique, à l'amont, la Combe de Grémian et celle, anonyme, qui longe le tènement de Roubieu sont des vallons secs; le premier admet encore des écoulements épisodiques; le second est remblayé et non fonctionnel. C'est entre les deux, au contact des formations récentes du fossé et de son cadre mésozoïque, grâce à une forte source liée au barrage karstique, que la rivière actuelle a sa véritable origine. Nous trouvons là une confirmation du caractère tardif du développement d'une grande partie de la circulation souterraine en Bas-Languedoc, ainsi que nous l'avons indiqué au chapitre IV, en relation avec les progrès du déblaiement des dépressions au pied des massifs calcaires.

Au cours de ce déblaiement se sont dégagées les cuestas et buttes de molasse du fossé de Montbazin-Gigean dont les commandements d'une vingtaine de mètres demeurent modestes, dans les cas les plus favorables, soit avec des corniches du Burdigalien supérieur ou de l'Helvétien basal, dominant les dépressions marneuses du Burdigalien moyen. Deux alignements principaux sont à retenir, plus ou moins continus: 1)-Le Peyrou près du Château de St-Martin, hauteurs de Saussan, Pioch Redon (feuille de Montpellier au 1/20 000ème, n° 7 et 6)
-2) Pioch Fontaine Croix de fer (sous le masque du cailloutis

Villafranchien), Mas de Lavergne, Pioch Tourel, les Cresses, le cimetière de Montbazin, la Ribaute (feuille de Sète au 1/20 000ème, n°2), Puech Gayés, St-Sulpice, Moulin à vent de Rouves (Poussan), butte de la Garenne (feuille de Sète 1/20 000ème, n°1). Au long de cette dernière cuesta qui est doublée par la mise en valeur d'un horizon de l'Helvétien moyen près de Montbazin, s'ouvrent les percées conséquentes de la Vène, l'Oulette et du ruisseau de Lauze.

La révélation de ces contrastes structuraux s'est accompagnée de modifications dans les réseaux hydrographiques par apparition de segments de lits adaptés et par réalisation d'une hiérarchie des cours d'eaux. On peut mettre en évidence l'existence d'une percée abandonnée au Nord immédiat du Pioch Fontaine (feuille de Montpellier au 1/20 000ème, n°2). Le ruisseau de Billières, encore bien inscrit sous la basse surface du massif calcaire et parcouru par des écoulements temporaires, se perd complètement, dans les marnes, peu avant d'atteindre l'ancienne percée. L'écoulement ne reprend qu'un bon kilomètre à l'aval, sous le nom de ruisseau du Cros, affluent de la Pisse Saume. Le karst peut intervenir dans le cours supérieur, soit dans le massif jurassique; il ne semble guère en cause dans le Miocène. Le thalweg s'efface dans la plaine marneuse parfaite des Aires; le nouvel écoulement ne naît pas d'une grosse source, mais concentre les eaux d'un secteur humide. Outre le plancher marneux, la sous-adaptation climatique paraît en cause. Or la percée morte s'inscrit comme une forme würmien-

ne, en contrebas du glacis que nous attribuons au Riss. Nous croyons pouvoir en conclure que les avatars du réseau hydrographique n'ont pratiquement pas cessé avant les débuts du Quaternaire récent.

Conclusion relative à l'évolution morphologique du "pli" de Montpellier et de ses abords:

Dans le présent chapitre dont la démarche est descriptive et, finalement de l'ordre de la constatation, il ne saurait être question de revenir sur l'évolution paléoclimatique reconstituée, à propos des temps tertiaires dans notre premier développement et, avec plus de détails, à la cinquième partie pour le Quaternaire. Les conditions morphoclimatiques n'en demeurent pas moins sous-jacentes à tout diagnostic. Décrire une surface d'aplanissement, un glacis, c'est rappeler implicitement l'existence d'un tapis végétal suffisamment ténu pour favoriser les actions aréolaires. Noter un emboîtement des formes, c'est souligner l'interposition d'une phase d'érosion verticale et admettre un couvert forestier et édaphique compatible avec un réseau hydrographique efficacement fonctionnel et, en outre, en région calcaire, un état momentané de paralysie du karst souterrain. Mais la dynamique des forces externes n'explique pas tout. Une fois dépassé un certain seuil de grossièreté des galets, la mobilité des éléments de gros calibre implique des pentes élevées. Par ailleurs, leur transport sur grandes distances s'oppose aux courts déplacements de débris

locaux, lesquels correspondent au cloisonnement du relief. C'est pourquoi, compte tenu des possibilités offertes par chaque système morphoclimatique (sans oublier, les combinaisons offertes par la succession de deux systèmes différents selon le couple: pédogenèse/morphogenèse, on peut déceler les dépôts corrélatifs des principales crises diastrophiques. Nous avons, de ce point de vue, tiré des arguments complémentaires de la hiérarchie des formes et des dispositions des réseaux hydrographiques, tant en ce qui concerne l'inadaptation générale des drains principaux que l'adaptation progressive, la concentration ou même la désorganisation des plus petits.

L'étude détaillée du "pli" de Montpellier et de son environnement nous a permis de reconnaître et de préciser la réalité de trois grands niveaux d'aplanissement essentiellement conservés sur les calcaires et dolomies mésozoïques, mais susceptibles de s'étendre au Rognaco-Bégudien et au Tertiaire de l'environnement. Le plus haut, fortement dégradé et suspendu par le jeu de failles qui se sont manifestées au Stampo-aquitain; le moyen, en rapport d'altitude avec la molasse qui l'a en maints endroits submergé et qui est déformé; le troisième niveau qui semble en réalité comporter deux aplanissements successifs, dérive par regradation du second; ces dernières formes sont post-helvétiques et localement (bordure du fossé de Montbazin-Gigean), post-tortoniennes. Il s'agit d'espèces de replats rocheux, inclinés vers la périphérie du massif: aussi avons-nous émis l'hypothèse que cette pente pouvait être en

partie liée aux conditions de leur établissement. Les terrains détritiques locaux du Villafranchien ancien paraissent constituer la formation corrélative de la crise glyptogénique correspondant à l'élaboration du plus récent et du plus bas. Il domine de peu les restes d'un glacis développé dans les terrains vulnérables du Néogène et du Quaternaire ancien, largement démantelé mais dont les stades initiaux du développement du drainage permettent de reconstituer la large extension. Celle-ci correspond à une demi-couronne disposée autour du massif jurassique, et parcourue au Quaternaire ancien, par des drains rayonnants orientés à l'Ouest, au Sud et au Sud-Est, des abords de la Vallée de l'Hérault au fossé de Montbazin-Gigean, en passant par le Nord de l'Etang de Thau. Pareille ordonnance paraît confirmer le très léger bombement en coupole de l'unité de Montpellier tel que M.DREYFUSS (1941) l'avait conçu, mais combiné, à peu près dans le même temps (étendu du Néogène au Quaternaire ancien) avec le basculement général de la région vers le Golfe du Lion. L'on sait, néanmoins, qu'il n'est guère possible d'admettre que cette dernière tendance se soit maintenue très tard au détriment de la première. La nette hiérarchie des formes dans l'Eperon jurassique ainsi que l'étagement des rivaux anciens sur la montagne de Sète plaident en faveur d'un certain soulèvement anté-tyrrhénien.

Ces conclusions peuvent-elles être étendues telles quelles à la Montagne de la Gardiole? En d'autres termes celle-ci fait-elle partie intégrante de l'Eperon jurassique ou jouit-

elle d'une place à part?

C)-La Montagne de la Gardiole et son piedmont-

Comme pour le "pli" de Montpellier nous définirons, à son endroit : 1)-la lithologie, 2)-la structure, 3)-nous examinerons ensuite les principaux aspects morphologiques, en relation avec son piedmont Sud-Est.

1-La lithologie:

Du haut en bas, la série stratigraphique de la Gardiole se montre extrêmement puissante: près de 2000 mètres de Jurassique. Si certains faciès rappellent assez exactement ceux du "pli" de Montpellier tout proche, on retiendra que la dolomitisation y joue un moindre rôle et que les affleurements de marno-calcaires occupent une place plus importante sur des pentes que leur délitage couvre de caillasse. Néanmoins, les calcaires massifs gardent dans cette entité une certaine importance.

a)-Au sommet, un peu plus de 200 mètres de calcaires se succèdent, savoir: les calcaires massifs subréclifaux du Portlandien à faciès tithonique de couleur blanc crème, suivis de calcaires noduleux, aisément délités, un peu plus marneux et d'un ton bistre rosé qui peut servir d'horizon-repère; les calcaires à gros bancs du Kimméridgien sublithographique, à cassure esquilleuse; les calcaires marneux du Séquanien supérieur qui se présentent en petits bancs que séparent des feuillets graveleux; ceux du Rauracien où réappa-

raît la massivité des bancs durs, non sans quelques lentilles marneuses où ont été trouvées des Ammonites pyriteuses. Sans jouer un rôle absolument dominant, la dolomie affecte le Portlandien de la Chapelle de St-Bauzille et le Kimmeridgien du secteur Nord comme de la Montagne de Sète, notamment dans l'environnement du "Cimetière marin". Le Séquanien se montre un peu plus argileux dans le secteur Sud. Cet ensemble calcaire qui s'avère ainsi de litage très variable -- et même quelquefois inapparent -- n'en demeure pas moins tout à fait perméable, du fait des diaclases qui l'affectent.

b)-Il n'en va pas de même pour les couches qui viennent au-dessous, sur une centaine de mètres et qui sont davantage marneuses. L'Argovien transgressif, comme l'Oxfordien (Divésien) régressif sont caractérisés par la présence de la glauconie. L'Oxfordien, plus siliceux montre, en outre, des chailles brunes.

c)-Le Callovien et le Jurassique moyen constituent un nouvel ensemble, partiellement observable à l'affleurement mais dont les parties profondes ne sont connues que par sondage.

-En surface-

Le Callovien supérieur érige au Nord de la Gardiole, comme au Mas Rimbault, une corniche à gros bancs de calcaires micrograveleux dont la cassure scintillante est due à l'inclusion de petits quartz bipyramidés.

Le passage est progressif entre les couches du Callovien moyen et inférieur = petits bancs gris foncé de calcarénites puis calcaire siliceux sombre à grosses chailles zonées de la bergerie du Bousquet et du Mas Rambault, donnant une corniche.

Un régime assez constamment lité prévaut au-dessous, avec les marnes du Bathonien supérieur et les plaquettes, d'abord calcaires, puis calcaréo-marneuses du Bathonien moyen et inférieur ce dernier montrant des intercalations de marnes schisteuses.

La notice de la carte géologique de Sète au 1/50 000ème laisse subsister un doute sur la position exacte de ces dernières couches dont une partie pourrait représenter le sommet du Bajocien. C'est un peu une concession à la tradition héritée de F.ROMAN. M.GOTTIS (1957, pp.70-73) ayant révisé les affleurements de la Bergerie du Bousquet a montré que la faune de l'horizon le plus ancien observable en surface "quelque très fruste, est attribuable au Bathonien inférieur".

Le Callovien et le Bathonien ainsi décrits, représentent à peu près 450 mètres. Mais on devait identifier encore plus de 500 mètres appartenant au Dogger par le sondage de Gardiole I, implanté sur le plan de Lacan.

- Un sondage -

Le Bajocien supérieur doit commencer vers 560 mètres, avec un complexe marno-siliceux, passant à des calcaires à chailles (220 mètres). Vers 760 mètres, des calcaires à pâte granulo-grumeleuse assez peu abondante et pavée de débris organogène figurent le Bajocien moyen. Vers 772 mètres un niveau a été noté où le ciment incorpore de la glauconie. Au-dessous de 880 mètres et jusqu'à 1100 mètres le Bajocien inférieur est représenté par des grès fins à ciment marno-calcaire et des calcaires marno-gréseux.

Ainsi, ce troisième ensemble, en additionnant les puissances constatées en surface et celles découvertes en sondage donne un développement vertical remarquable: un millier de mètres. Cette épaisseur, la présence de glauconie dans tels horizons impliquant néanmoins une mer peu profonde, suggèrent une aire de subsidence équilibrée par une abondante sédimentation. Celle-ci, néanmoins n'est pas homogène, montrant des faciès de calcaires siliceux, marneux et bioclastiques, avec des récurrences remarquables. M.GOTTIS (1957 pp.73-75) y distingue trois "cycles" sédimentaires: "ces petits cycles, bâtis sur le même thème, offrent entre eux d'étroites ressemblances: ils comportent typiquement une base calcaréo-siliceuse, une masse calcaréo-marneuse, un sommet de calcaires bioclastiques ou graveleux". Si varié que soit ce groupement compréhensif, il demeure néanmoins perméable (P.DUBOIS, 1964,p.58).

d)-L'imperméabilité est la règle à peu près générale de l'ensemble inférieur où les couches incompetentes sont particulièrement nombreuses. De 1100 à 1365 mètres, des marnes et calcaires grumeleux paraissent ressortir à l'Aalénien. De 1365 jusque vers 1500 mètres se développe le Lias d'abord marneux où existerait un faciès semblable à celui des "schistes cartons" péri-cévenols, puis les calcaires gris-sombres à Entroques du Domérien. A 1695 mètres des marnes versicolores avec anhydrite précèdent des grès et arkoses: ces horizons représentent le Trias dont la puissance réduite et l'allure apparemment anormale du contact entre les termes souples élevés et les termes rigides inférieurs a suggéré un "rabotage basal". Enfin le socle hercynien sous la forme de schistes, sans doute ordoviciens, a été rencontré à 1802 mètres, soit, compte-tenu de l'altitude du derrick (216 mètres), à 1586 mètres sous le niveau de la mer.

Ainsi la Gardiole appartient bien au "complexe chevauchant". Sa position géographique le suggère; les arguments en fonction du rabotage basal le confirment. La relative proximité du socle dans un secteur aussi méridional permet de penser qu'il s'agit d'un élément de couverture "ancré" sur un panneau élevé du socle (M.GOTTIS, 1957-1964). C'est sans doute un facteur décisif de l'isolement de ce massif.

Isolement relatif d'un point de vue karstique comme en témoigne l'alimentation mixte de la source d'Issanka en partie alimentée par le "pli" de Montpellier, avec un trajet

sous-jacent au fossé de Montbazin-Gigean. En relation avec la lithologie, il n'est pas moins nécessaire de rappeler l'indépendance, au moins dans leur portion observable, des deux "masses karstiques" du Jurassique Supérieur et du Callovien-Dogger, chacune reposant sur un plancher marneux.

Pareille disposition a eu également des conséquences tectoniques. Les horizons massifs et cassants apparaissent au sommet de l'empilement stratigraphique, mais se répartissent aussi dans toute la série sédimentaire: Tithonique et Kimméridgien, Rauracien, Callovien supérieur, pour nous limiter aux affleurements. Au contraire, les couches incompetentes, susceptibles de fluer ou de créer des phénomènes disharmoniques s'imposent à la base: Trias supérieur et Lias élevé. Entre les bancs rigides et surtout représentés dans la partie moyenne de l'ensemble sédimentaire, les couches en petits bancs calcaires ou marno-calcaires, éminemment compétentes s'avèrent nombreuses. Et, cependant, la tectonique de la Gardiole doit moins aux figures de plissements qu'aux accidents cassants. L'analyse de la structure montrera qu'en dehors du phénomène d'ancrage, cette particularité, apparemment paradoxale, résulte de la complexité de l'évolution.

2- La structure -

a)-Les caractères généraux:

Compte-tenu d'un degré de fracturation plus élevé, la Montagne de la Gardiole montre une structure très comparable

à celle du flanc sud du "pli" de Montpellier. On y distingue un grand nombre de failles subméridiennes et des "motifs" plissés, les uns et les autres étroitement imbriqués. Il en résulte l'apparence d'une figure anticlinale, orientée comme les principales dislocations cassantes du Nord- Nord-Est au Sud - Sud-Ouest. D'autre part, alignées du Sud-Ouest au Nord-Est, légèrement obliques, par conséquent, à la direction précédente, on peut lire l'indication d'axes d'ondulations véritables des couches: synclinal de la Réserve, anticlinal de Gigean-Mireval, synclinal d'Issanka à Vic. Ces ondulations sont recoupées, à leur tour par des failles assez particulières, plates ou peu inclinées sur l'horizontale, déterminant, sur la carte un tracé très capricieux qu'on pourrait comparer au contact anormal d'une écaille de chevauchement s'il n'avait été établi (P.J. OMBS, 1965) qu'il s'agit d'accidents ayant joué en distension.

Quelles que soient ces complications, c'est la pseudo-figure anticlinale liée aux accidents cassants qui détermine l'allure d'ensemble du massif. Les couches inférieures faibles, ainsi amenées au jour, s'y montrent déprimées par l'inversion du relief (Callovien inférieur et moyen, Bathonien) tandis que les étages plus récents forment les corniches et les aires sommitales du massif. La culmination tectonique ainsi induite par les failles connaît des variations longitudinales d'énergie. Son exaltation est remarquable au niveau de la Bergerie du Bousquet, de la Bergerie Neuve et au Mas Rambault. Dans l'ensemble, l'alignement de ces positions trahit la dissymétrie de la Monta-

gne de la Gardiole. Son flanc occidental est court et tectoniquement raide. L'oriental, beaucoup plus développé, admet des pendages plus doux quoique susceptibles de s'accélérer localement, par flexure. Les limites du Massif sur le fossé de Montbazin-Gigean comme sur la plaine de Vic-la-Gardiole sont, du reste brutales et rigides.

C'est plus doucement que les terrains jurassiques s'ennoient au Sud et au Nord. D'un côté le synclinal de Thau sépare la Gardiole du Mont-St-Clair. De l'autre on a pu mettre en évidence la présence du Jurassique prolongeant le massif jusqu'au cours du Lez, à faible profondeur: une cinquantaine de mètres seulement au sondage du Pont Trinquat (feuille de Montpellier au 1/20 000ème, n°8).

Une démarche s'impose donc: préciser la structure de la Montagne de la Gardiole en distinguant: 1)-la zone des culminations axiales d'allure pseudo-anticlinale. 2)- et 3)- respectivement, les flancs Nord-Ouest et Sud-Est. Dans chaque cas l'on notera les variations qui s'imposent du Nord au Sud.

b)-Les éléments du puzzle tectonique:

(1)-La zone axiale des culminations tectoniques:

Malgré l'apparence anticlinale que vient quelquefois renforcer le ploiement des couches, il s'agit, comme nous l'avons laissé entendre d'un alignement de horsts, d'ailleurs approximatif :

-La culmination de la Bergerie du Bousquet: marquée par l'affleurement des calcaires à chailles, du Callovien inférieur, elle affecte l'allure d'une portion de dôme. Les strates sont à peu près horizontales à faible distance au Sud de la D.185, vers le Puech Rousset. Depuis ce lieu, elles pendent au Nord, à l'Ouest et au Sud.

Le horst est limité à l'Ouest par la faille de l'ancien moulin du Trou. A l'Est, il s'agit d'une réplique du grand accident de l'Ancienne Poste-la-Roubine, qu'on peut appeler: faille du quartier de la Roque: M.GOTTIS (1957-1964, p.191) la décrit ainsi: elle naît "sous la forme d'une forte flexure, sur la rive gauche de la Mosson et prend, au Sud du Coulazou, un important rejet. Maximale à proximité de la Bergerie du Bousquet, cette dénivellation s'annule, avant de s'inverser, un peu à l'Est du rendez-vous de chasse du Mujolan, grâce au jeu d'un accident transverse".

Au Sud, les terrains calloviens de la culmination de la Bergerie du Bousquet plongent sous les formations jurassiques plus récentes du Pioch Champ qui appartient à l'ensemble synclinal de la Réserve, partie intégrante du flanc oriental, mais par l'intermédiaire d'une de ces failles au plan faiblement penté et à tracé complexe dont le rôle sera précisé plus bas.

-l'inflexion synclinale de la Tortue (cote 115-
feuille de Sète au 1/20 000ème,n°2).Le même mouvement synclinal
de la Réserve, d'axe Nord-Est, Sud-Ouest, connaît un prolonge-
ment, au-delà de l'accident "plat" pré-cité, avec toutefois,
un infléchissement d'axe à l'Est-Ouest et dans des couches stra-
tigraphiquement plus profondes. Oxfordien et Argovien à petits
bancs dessinent là une sorte de proue périssynclinale, mise en
valeur par l'érosion malgré leur vulnérabilité et au pied de
laquelle, la D 114 a moulé fidèlement son tracé;

Il s'agit d'une fléchissement de l'axe de culmination
entre le dôme-horst de la Bergerie du Bousquet et les horsts
de la Bergerie de Saumade et de la Bergerie Neuve où affleure
le Bathonien.

-Les culminations tectoniques maximales de la
Gardirole à coeur de Bathonien:

L'affleurement bathonien de la Bergerie de Saumade
est de faible étendue. Les couches y plongent au Sud - Sud-Est.
Toutefois, à considérer l'enveloppe de Callovien inférieur, il
semble, là encore, que les pendages s'orientent selon une ten-
dence rayonnante; pour autant que ceux-là ne soient pas trop
perturbés par les "crochons" qu'induisent les failles multiples
de ce secteur, on pourrait de nouveau décrire un dôme-horst.

Ce sont des dislocations méridiennes qui le séparent
de la culmination beaucoup plus étendue de la Bergerie neuve
où le Bathonien est à l'air libre jusqu'à la Combe-Longue.

--- A se borner à une description locale, c'est le système des cassures qui retient l'attention. Le Bathonien entre, à l'Ouest, en contact anormal avec le Callovien inférieur du tènement de la Garrigue Plane (Sud-Ouest de la Bergerie Neuve- feuille de Sète au 1/20 000ème, n°2). Au Nord-Est, ce même affleurement du Dogger est limité par l'accident du Lac Mégé et ses répliques. Au Sud-Est, il disparaît normalement sous les strates calloviennes du Plan de Lacan- Si l'on met à part ce dernier secteur, l'apparition du Bathonien paraît donc liée à l'exaltation tectonique d'un simple coin faillé. En réalité, non seulement les couches bathoniennes pendent au Sud-Est sous le relief inversé du Plan de Lacan comme il convient d'être dit, mais un accident à allure d'écaille les recoupe vers leur bordure occidentale. A restreindre l'étude à la zone culminante, on pourrait donc définir un horst monoclinal écaillé.

--- S'il en est bien ainsi, cette structure prend une valeur plus significative lorsqu'on examine la cartographie géologique d'ensemble entre Gigean et Mireval. On s'aperçoit alors que les affleurements bathoniens ne dessinent rien d'autre que le coeur d'un ample anticlinal dont l'axe (autant qu'on puisse le reconstituer du fait des dislocations cassantes) s'étend des quartiers du Cros et de la Blaquièrre (au Sud - Sud-Est de Gigean, feuille de Sète au 1/20 000ème, n°2) au "nez plongeant" de Mireval que traverse la D.114 peu après son embranchement sur la Nale 108, qu'aucune forme ne souligne,

d'ailleurs, dans la topographie et qui reste une simple figure de la carte géologique. Sur le versant Nord de cette ondulation positive, non loin de Gigean se dessine une petite inflexion synclinale, peu creusée, où se trouve conservé le Callovien supérieur calcaire et qui donne la carène périssynclinale du Puech Redonnel (cote 126, feuille de Sète au 1/20 000ème, n°2) tournée vers l'Est - Nord-Est. On peut y voir déjà un élément du flanc Nord occidental du massif. Toutefois sa présence ne saurait faire oublier le fait qu'à ce détail près, entre Gigean et Mireval cette figure anticlinale occupe toute la largeur de la Montagne de la Gardiole.

Dès lors on comprend mieux l'importance de l'affleurement bathonien de la Bergerie Neuve: elle s'explique par la conjonction de ce pli Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est avec le horst subméridien induit par le jeu des accidents cassants.

-- Au Sud immédiat de cette culmination principale, un nouveau fléchissement affecte le système des horsts subméridiens: il se manifeste par un rapprochement des affleurements du Jurassique supérieur qui couronne le Roc de l'Aigle (cote 210 mètres) et la Roque Rousse (cote 212 mètres, feuille de Sète au 1/20 000ème, n°2). Déjà entre ces deux crêts, l'inversion du relief a permis l'amorce de la Combe de Rambault.

- La troisième et dernière des culminations tectoniques subméridiennes est marquée par l'apparition du Callovien inférieur dans la vallée où est bâti le Mas Rambault. L'apparition

rence est celle d'une boutonnière, avec une exaltation moindre de l'orogénie puisque le Bathonien ne vient pas au jour, en dépit de la vigueur de la dissection, et, en outre, dans une situation décalée vers l'Est par rapport aux horsts précédents. Les pendages s'établissent vers l'Ouest et vers l'Est de part et d'autre de l'axe tectonique et un double système de crêts (Callovien supérieur, puis Rauracien) se dispose symétriquement par rapport à ce dernier. Mais à l'Ouest de la ferme, Rauracien et Callovien élevé sont séparés par une faille plate de distension. A l'Est le Callovien inférieur et moyen et le Callovien supérieur, d'une part; le Callovien supérieur - l'Oxfordien et le Rauracien, d'autre part sont également décalés par deux accidents de même nature. La "combe" du Mas Rambault demeure donc fort irrégulière.

(11)-Le flanc Nord-Ouest de la Montagne de la Gardiole:

- C'est le flanc le plus exigü. Les affleurements des termes élevés du Jurassique y sont en partie masqués dans sa partie centrale où ils sont, du reste, peu importants (Rauracien et Séquanien au débouché de la D.114 près de Launac-St-André; Rauracien à l'Est de Gigean). Le masque quaternaire des couvertures de glacis est peu épais. Plus puissant est celui que constitue dans le triangle formé par les Mas de Mante, de Mujolan et de Mirabeau, un lambeau de Rognacien servant de toit à un petit gisement de bauxite dont le Callovien et l'Oxfordien forment le mur. Néanmoins la fossilisation n'est

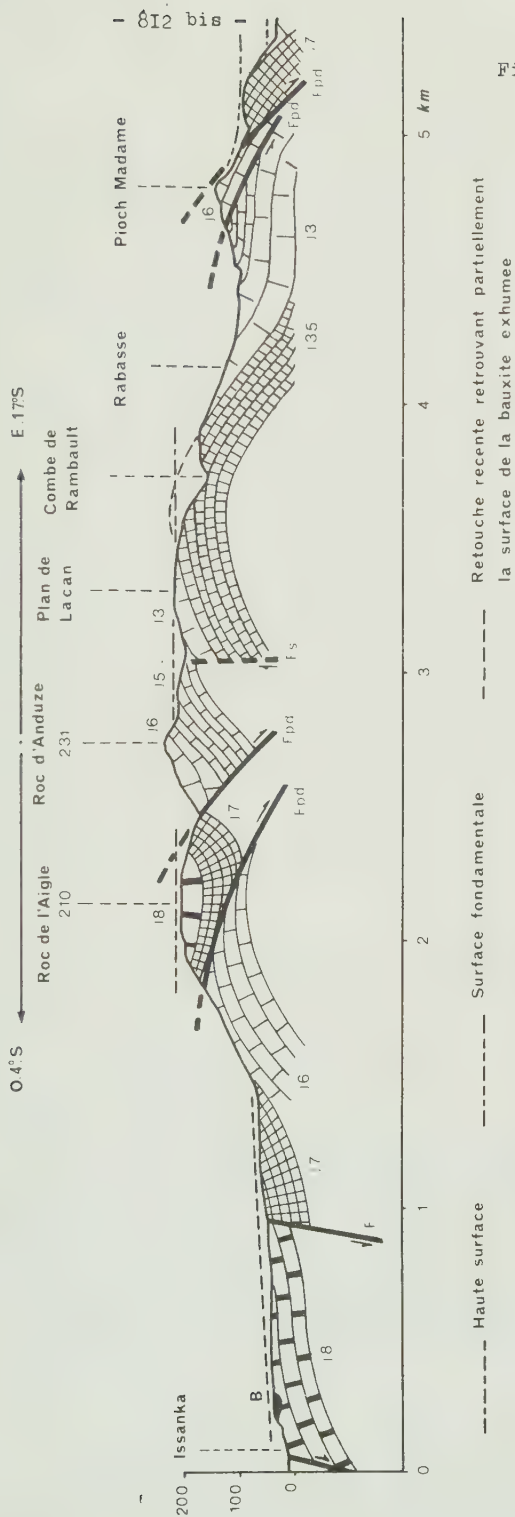


Fig. 110 .

Coupe transversale de la Gardiole (Secteur Sud)

Feuille de Sète au 1 20000ème n° 2

pas la principale cause de l'exiguïté de ce flanc Nord-Ouest. Celle-ci résulte à la fois de l'effondrement du Mésozoïque par les dislocations miocènes du ruisseau de l'Aigarelle (Fabrègues) et de l'Est de Gigean, d'une part; et de la vigueur des pendages de l'autre. Ces pendages, en relation avec l'énergie de l'orogénèse, sont inégaux suivant que l'on considère le secteur Nord ou le secteur Sud où sont conservés les deux plus importants affleurements du Jurassique supérieur.

- L'affleurement du secteur Nord se tient à la hauteur de Fabrègues. Sa largeur n'excède guère 600 mètres. Pourtant, sur cette faible distance, en raison de pendages élevés, on a pu distinguer l'Argovien, le Rauracien, le Séquanien supérieur, le Kimméridgien et même, près du confluent du Coulazou et de la Mosson, le Portlandien à faciès de Tithonique coralligène (M.GOTTIS, 1957-1964, p.192). La disposition est celle d'un panneau synclinal. Il est interrompu au Sud par l'accident transverse de Mujolan, déjà signalé.

-- L'affleurement du Jurassique supérieur du Secteur Sud, ou affleurement d'Issanka est large de près de 2,5 kilomètres. Deux facteurs contribuent à cet étalement. D'un côté la plus faible valeur des pendages qui correspond à l'atténuation des efforts orogéniques vers le Midi. De là une érosion moins forte, d'ailleurs stoppée au Miocène par la fossilisation: d'où la conservation d'un peu de bauxite piégée dans un vieux karst, près d'Issanka, et, plus au Sud, celle d'un peu de molasse gréseuse helvétique à la grotte dite de l'ancien Mas de

Bésague, selon la nomenclature du 1/80 000ème (Montpellier-Sud-Ouest) sise au flanc ouest de la Mathe, lieu-dit la Balme (Sète, 1/20 000ème, n°6). D'un autre côté un jeu de failles parmi lesquelles il convient de distinguer, comme nous l'avons tenté sur la coupe proposée, les failles verticales des failles plates; jouant les unes et les autres en distension, elles ont eu pour effet de redoubler et même de tripler les affleurements, notamment du Kimméridgien. Néanmoins, la cartographie géologique permet d'identifier un assez vaste mouvement synclinal auquel l'interférence de ces cassures confère l'apparence d'un axe Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest. De la sorte, le Roc de l'Aigle (210 mètres), les sommets de la Mathe (146 mètres) de la Devèze (168), du Mont de la Jeunesse (142) sont mis en valeur par l'inversion du relief. Mais à voir les choses plus globalement, il est évident que le mouvement synclinal d'Is-sanka se prolonge dans celui de Vic-la-Gardiole dans le flanc Sud-Est du massif.

(III)-Le flanc Sud-Oriental de la Montagne de la Gardiole:

Il est divisé en deux fractions inégales par le "nez plongeant" de Mireval.

--- Le secteur méridional (synclinal de Vic-la-Gardiole) montre l'affleurement de Jurassique supérieur le moins vaste, encore qu'il demeure plus important que ceux du flanc Nord-Ouest du massif. Le Rauracien-Séquanien et le Kimméridgien y occupent l'essentiel de l'espace. Leurs contours sont

compliqués par le jeu des failles, normales pour la plupart, réserve étant faite de la faille "plate" (en réalité au plan incliné à 45°) réalisée elle aussi en ambiance de distension et qu'on observe à l'Ouest immédiat du Pioch Michel (cote 151 mètres, feuille de Sète au 1/20 000ème, n°6). Malgré ces accidents, l'ensemble des contours dessine clairement un volet synclinal d'axe Ouest-Est, très ouvert dans cette dernière direction. La limite orientale de ce volet vers la plaine de Vic paraît liée à une forte flexure: M.GOTTIS (1957-1964, p.191) signale des pendages de plus de 30° sur le flanc du Pioch Madame (cotes 146-155) au-dessus du Mas de même nom (feuille de Sète au 1/20 000ème, n°2).

--- Le secteur septentrional est de beaucoup le plus étendu. Dans le sens Ouest-Est, il s'étend depuis l'extrémité du synclinal de la Réserve- Pioch Champ, à la borne géodésique 188,5 mètres (si même on ne le fait pas commencer, par delà l'accident "plat" mettant en contact l'Oxfordien-Argovien avec le Kimméridgien déjà cité, à la carène de la Tortue) jusqu'à la plongée du Jurassique sous les terrains les plus récents s'alignant du Mas de la Madeleine au Pont de Villeneuve. Dans le sens Sud-Nord, son développement est apparent du Nord-Est de Mireval jusqu'à la ferme de la Castelle (feuille de Montpellier au 1/20 000ème, n°7), mais l'on sait que, sous le recouvrement néogène et le cône villafranchien ancien de la Mosson, il se prolonge jusqu'aux environs du Lez où il a été reconnu à 50 mètres de profondeur au sondage du Pont-Trinquat.

--- Pour nous en tenir à son étendue subaérienne, marquons qu'elle s'explique par la présence d'une faille normale qui court de l'Ancienne Poste (feuille de Montpellier au 1/20 000ème,n°7) à la source karstique de la Roubine (feuille de Sète au 1/20 000ème,n°3), à lèvre orientale effondrée, accident majeur de cette partie du massif mésozoïque. Son tracé, relativement rectiligne, d'abord Nord-Sud, s'infléchit au Sud-Sud-Ouest, à partir de la cote 32, au débouché de la Combe Es-cure (feuille de Sète au 1/20 000ème,n°3). Si, à partir de ce point coté 32, on prolonge le segment Nord-Sud de l'accident en cause, à un peu moins de 500 mètres, vers le point coté 39 et jusqu'à la Baraque on rencontre un autre accident qui montre une lèvre orientale élevée et une lèvre occidentale abaissée. Sur cette dernière et dans le "coin" formé entre cet accident de la Baraque et celui de la Roubine, le Portlandien, ici dolomitique, et porteur de gîtes karstiques de bauxite, a conservé une couverture de Crétacé supérieur (Rognacien). L'accident de la Baraque est donc typiquement une faille à rejet compensateur.

--- A l'Ouest de la faille de l'Ancienne Poste-Roubine, se développe le synclinal de la Réserve, fortement dissymétrique: le Portlandien et le Kimméridgien n'affleurent guère que dans la crête relativement étroite de la Borne 188,5 mètres au Pioch. Champ dont le commandement est dû à l'inversion du relief; c'est le Séquanien supérieur qui fournit le plus large affleurement sur le flanc Sud-Est de ce berceau

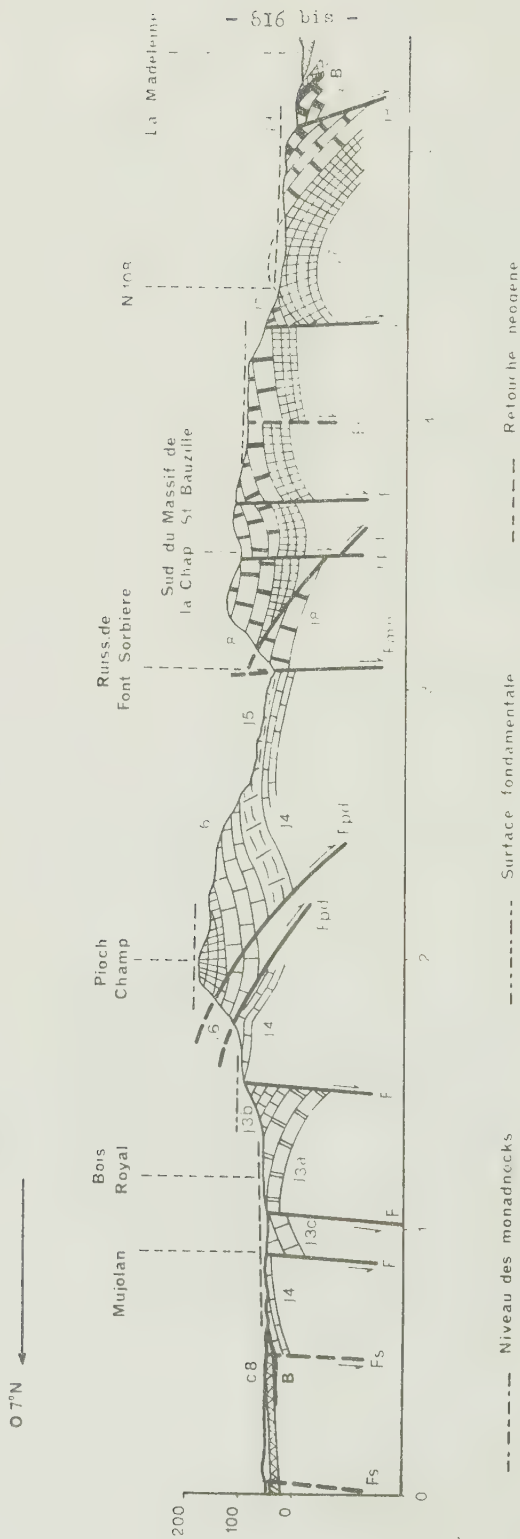


Fig. III.

Coupe transversale de la Gardiole (Secteur Nord)

Feuille de Sete au 1/200000 eme nos 2.3

structural; le Rauracien et l'Argovien apparaissent enfin en bordure de l'accident cassant servant de limite orientale. Ainsi l'axe synclinal est-il nettement déporté à l'Ouest de cette unité.

--- A l'Est de la faille de l'ancienne Poste-Roubine se sont inégalement épanouis deux dômes surbaissés. Le plus exigü tout haché de cassures est décelé, grâce à l'affleurement du Kimméridgien, entre les hauteurs portlandiennes de la Chapelle de l'Ermitage de St-Bauzille et de la Grande carrière (cote 101, près du virage de la Nale 109 -feuille de Sète au 1/20 000ème,n°3).

Plus important est le dôme également à coeur de kimméridgien cerné par les affleurements portlandien qu'éventre la Mosson, à proximité du Moulin de la Rasse (feuille de Sète au 1/20 000ème,n°3). Le petit fleuve côtier moule un de ses méandres encaissés sur les structures de ce mouvement anticlinal. Par sa position, le sommet de St-Bauzille (185,2 mètres) est donc un volet synclinal perché.

A l'Est, ces dômes sont joutés par une cuvette qui semble assez vaste et où sont conservés, fossilisant la bauxite, les termes d'une couverture rognacienne. L'essentiel de son étendue demeure, toutefois, invisible, masquée par les dépôts du Néogène et du Quaternaire ancien. Le contact de cette cuvette avec le Massif jurassique est vigoureusement tectonisé: failles et flexure effondrant la première selon un style

spectaculaire sur lequel P. GEORGE (1938) avait, autrefois, attiré l'attention.

Au terme de cette analyse des éléments du puzzle de la Gardiolle on peut dégager quelques étapes de l'évolution structurale de ce massif mésozoïque et en définir l'originalité par comparaison avec le "pli" de Montpellier.

c)- Evolution et originalité structurale de la Montagne de la Gardiolle:

Nous retiendrons quatre thèmes: 1)-le témoignage de mouvements pyrénéo-provençaux précoces, 2)-le style particulier assumé par la grande crise pyrénéo-provençale où les failles interviennent pour nuancer l'ordonnance des figures synclinales et anticlinales (ce qui est normal dans le cas de structures reprises par une nouvelle orogénèse) mais laissant place à de nombreux accidents "plats" de distension (ce qui est beaucoup plus surprenant), 3)-l'intervention du socle, nécessaire pour rendre compte de cette dernière particularité, 4)-enfin la réalité d'une évolution plus récente par effet de bascule.

(1)- Le témoignage de mouvements pyrénéo-provençaux précoces:

Dans le "coin" effondré du Nord de Mireval, le Crétacé supérieur repose sur les calcaires dolomitiques du Portlandien par l'intermédiaire d'une surface de corrosion karstique à poches de bauxite. Là où s'arrête, à la cote 39, l'accident à rejet compensatoire de la Baraque. On peut donc seulement af-

firmier que c'est la surface fini-crétacée exhumée qui forme le terroir des Plaines (feuille de Sète au 1/20 000ème, n°3). Là, encore une fois, la géographie agraire vient au secours de la morphologie. Il s'agit, en effet, d'une "Rompude", c'est-à-dire d'un parcellaire de défrichement conquis aux dépens de la Garri-gue et bien lisible sur le 1/20 000ème pré-cité. L'on sait que ce phénomène humain coïncide assez souvent, en Bas-Languedoc, avec l'existence de surfaces exhumées; rappelons en l'explica-tion: si complètement qu'il paraisse détruit, le voile fossili-sateur a toujours laissé des reliques-produits de son altéra-tion dont seuls, le plus fréquemment les minéraux lourds per-mettent d'attester l'origine et qui s'incorporent à la couver-ture résiduelle pédogénétisée du karst sous-jacent. Cette cou-verture résiduelle ainsi épaissie pouvait tenter les petits défricheurs: de là le style microfondiaire de ces "Rompudes".

La même topographie aplanie et exhumée du Crétacé supérieur, d'ailleurs en pente régulière vers le Nord-Ouest (donc déformée) et à peine retouchée par le vallon sans vigueur d'un petit ru, se retrouve porteuse de bauxite, sur l'autre flanc du Massif de la Gardiole, entre les Mas du Muzolan et de Mirabeau (feuille de Sète au 1/20 000ème, n°2). Mais là, elle intéresse un biseau d'érosion tranchant à la fois le Callovien supérieur calcaire et l'Oxfordien à petits bancs plus marneux, ce qui, par comparaison avec le site portlandien des Plaines, étudié au paragraphe précédent, représente une ablation verti-cale d'au moins 500 mètres de couches jurassiques.

Ainsi les couches de la Gardiole avaient connu d'importantes déformations puis s'étaient trouvées nivelées à la fin des temps secondaires. Comme dans la région de Poussan, la première crise pyrénéo-provençale est donc bien avérée. Il ne nous paraît guère possible de préciser le style de ces premières dislocations. Tout ce que nous pouvons affirmer, c'est que les principaux accidents brisants existaient au moment où va débiter la phase majeure, soit qu'ils se définissent comme contemporains des mouvements précoces, soit qu'ils se situent comme antérieurs à eux.

(II)- Le style particulier assumé par la grande phase pyrénéo-provençale dans la Montagne de la Gardiole:

-- En effet, et sans qu'il soit nécessaire de revenir sur ce que la description de détail a abondamment illustré, rappelons l'imbrication intime des efforts cassants et plissants dans ce massif et, notamment, les curieuses figures de culminations tectoniques induites par les failles, ces horsts dont l'alignement sans rigueur imite une zone axiale pseudo-anticlinale de la Bergerie du Bousquet à la "combe" du Mas Rambault, style très comparable à celui du flanc sud du "pli" de Montpellier.

-- Et, certes, les signes de compression ne manquent pas dans la Gardiole, ce qui, conjointement à l'intrication susdite, et en l'absence de toute formation corrélative d'une crise diastrophique datable de l'Eocène supérieur, permet,

néanmoins, d'y affirmer la violence de la phase majeure. Parmi les figures de compression indiscutables: le "nez plongeant" de Mireval et les synclinaux, particulièrement celui de la Réserve, le style des uns et des autres étant, lui aussi, tout à fait équivalent aux unités décrites dans le flanc sud oriental du "pli" de Montpellier, comme, par exemple, le "nez plongeant" de Cournonterral ou les synclinaux limités par faille, à l'Ouest, des Mas de Fertalières et d'Antonègre.

Les failles de distension dites "plates" (en fait inclinées de 0 à 30 ou 45°), sont, comme les autres fractures majeures, parfaitement imbriquées dans les figures plissées. Le montrent la "combe" de Rambault, comme l'alignement synclinal de la Réserve, la Tortue. Ce ne sont d'ailleurs pas des accidents récents puisque certaines failles normales parallèles à la faille de Gigean, recoupent leur tracé complexe: ainsi dans la combe de Mange Cèbe, près du confluent du ruisseau de Mouchas, à l'Est de la cote 96 et au Sud-Est du Sommet du Roc de l'Aigle. P.J.COMBES (1965) qui les a particulièrement étudiées en a donné la liste mais les désigne par de simples numéros. Cette procédure inhabituelle s'explique facilement: la plupart d'entre elles traversent des Garrigues vides d'habitations et incultes où les lieux-dits n'abondent pas. Afin d'en faciliter, pour le lecteur, le repérage sur la feuille géologique de Sète au 1/50 000ème et le report sur les coupures du 1/20 000ème, nous nous hasarderons à les tirer de leur anonymat, tout en précisant les terrains qu'elles mettent anormalement en

contact. Enumérons, dans l'ordre où P.J.COMBES (ibid.) les étudie:

- 1-faille "plate" du Cours Supérieur de l'Estrangale
(Sète au 1/20 000ème,n°6): Callovien supérieur calcaire
sur Callovien moyen marneux.
- 2-faille "plate" de l'Est du Mas Rambault et de l'Ouest
du Pioch Redon (Sète au 1/20 000ème,n°2 et 6): Callo-
vien moyen et supérieur sur Callovien moyen et infé-
rieur, au niveau du Mas Rambault; Rauracien sur Callo-
vien moyen dans le Plan de Lacan.
- 3-faille "plate" de l'Est du Trou des Lies et de l'Ouest
du Pioch Michel (Sète au 1/20 000ème, n° 2 et 6): Rau-
racien sur Callovien supérieur et Oxfordien.
- 4-faille "plate" au Sud-Est des Mas de Mirabeau et Mujo-
lan (Sète au 1/20 000ème,n°2 et 3): Jurassique supérieur
et Callovien sur Oxfordien.
- 5-faille "plate" du champ de tir de la Madeleine (Sète au
1/20 000ème,n°3):Kimméridgien sur Séquanien.
- 6-faille "plate" de l'ancien Moulin du Trou (Montpellier
1/20 000ème,n°7 et Sète 1/20 000ème-n°3): Rauracien sur
Callovien.
- 7-Plus hypothétique: une faille "plate" séparerait le
Kimméridgien du Séquanien du Mont St-Clair ou colline
de Sète, où les faciès sont effectivement et de façon
très visible perturbés par des efforts tectoniques.

Reste à expliquer comment l'orogénie pyrénéo-provençale très généralement réalisée en ambiance de compression a pu, ici, s'accommoder de phénomènes de distension. Pour y parvenir, il faut faire intervenir les jeux du socle hercynien, relativement proche, comme on l'a vu d'après les résultats du sondage de Gardiole I.

(III)-L'intervention du socle hercynien et son incidence sur la tectonique de surface.

L'on sait que l'ensemble sédimentaire de la Gardiole est décollé de substratum, la discontinuité se situant au sein des couches du Trias. M.GOTTIS (1957-1962), estime que les phénomènes de distension peuvent s'expliquer par l' "ancrage" des couches post-triasiques de ce massif, partie intégrante du complexe chevauchant, et ainsi gêné dans sa translation vers le Nord, du fait de l'existence d'un "haut-fond" du socle hercynien. Celui-ci n'est-il pas deux fois moins profond sous la Gardiole que sous le "pli" de Montpellier. Dans cette hypothèse qui est digne d'attention, les failles "plates" auraient principalement joué à l'Eocène supérieur lors de la phase majeure pyrénéo-provençale.

P.J.COMBES (1965), pour sa part estime qu'elles ont pu se manifester dès la fin du Crétacé, lors des mouvements prémonitoires et cela, justement, sous la forme de la montée d'un panneau du tréfonds hercynien. Ce qui n'exclut ni le jeu ultérieur des structures ni l'ancrage subséquent à notre

avis. L'hypothèse d'une incidence d'un mouvement profond sur les couches superficielles possède, en tout cas, l'avantage de concilier, localement, l'orogénie pyrénéo-provençale avec une ambiance de distension. Tout serait passé comme il advient lorsque les éléments d'un fardeau, mal liés entre eux, se désolidarisent et que l'un d'eux, se déplaçant vers l'extérieur, distend et craquelle l'enveloppe qui les recouvrait.

Le massif de la Gardiole présente, du reste, l'avantage de permettre à l'observateur de suivre les mouvements de l'intumescence ainsi créée, non au travers des temps oligocènes pour lesquels on n'a pas de témoignage daté, mais jusqu'au Miocène et au Quaternaire ancien.

(IV)- Un mouvement de bascule récent:

La position occidentale de la bande des horsts axiaux, l'étroitesse du "flanc" Nord-Ouest, la largeur du flanc Sud-Est, la répartition enfin des aires où a été conservé le Jurassique supérieur mettent l'accent sur la dissymétrie du massif de la Gardiole. L'on sait, par ailleurs, que le socle hercynien qui forme un point haut dans ses assises profondes se dérobe à des cotes négatives beaucoup plus basses sous le Golfe d'Aigues-Mortes. Il nous paraît donc raisonnable d'admettre que ce substratum a l'allure d'un panneau relevé au Nord-Ouest et incliné vers le Sud-Est.

Dans ces conditions, le rejeu miocène déjà connu de la faille de Gigean alignée sur celle de la moyenne Mosson peut apparaître comme l'accentuation de la pente de l'interface posthercynienne, par une accentuation de son mouvement de bascule, tandis que s'effondrait le fossé monoclinal de Montbazin.

La brèche de Balaruc et les dépôts équivalents que l'on suit jusqu'à Villeneuve-les-Maguelonne prouvent si l'on veut bien leur reconnaître la valeur corrélatrice que nous leur avons accordée au chapitre V de ce travail -- que les mouvements ne sont pas terminés à l'orée des temps quaternaires. Toutefois, au Sud-Est, c'est-à-dire de Balaruc à Sète, l'on a vu qu'on ne pouvait rendre compte de l'étéagement des rivages anciens sans admettre l'influence du mouvement modéré, positif et tardif du "pli" de Montpellier.

L'analyse proprement morphologique ne semble pas contraire à cette façon de voir.

3-Aspects morphologiques de la Montagne de la Gardiole et de son piedmont:

Nous retiendrons trois thèmes: 1)-les surfaces d'aplanissement; 2)-le tracé du réseau hydrographique et le dégalement des formes structurales; 3)-les aspects du piedmont quaternaire.

a)-Les surfaces d'aplanissement de la Gardiole

L'on ne peut qu'être d'accord avec M.DREYFUS (1941) et, après lui, avec M.GOTTIS (1957-1964) pour reconnaître, dans la Montagne de la Gardiole, trois niveaux d'aplanissement. Ce chiffre qui correspond aux grandes étapes que nous avons reconnues pour tout le Bas-Languedoc dès notre troisième chapitre, ne surprendra pas. Encore faut-il être assuré qu'il s'agit bien des mêmes surfaces qui ont été définies sur ce plan général.

(I)- Le niveau supérieur-

Il est strictement limité à une étroite bande sommitale sans dégradation de type appalachien, quelquefois réduit à une crête aplanie qui se situe, pour l'essentiel, à l'Est de la zone de culmination tectonique. Seule sa partie méridionale se dispose à l'Ouest de la "Combe" de Rambault. De ce fait, il se trouve conservé préférentiellement sur les faciès de calcaires massifs et résistants demeurés suspendus, au-dessus de dépressions encadrantes, par l'inversion du relief, pointes fois signalée déjà: soit pour le Roc de l'Aigle, le Kimmeridgien; pour le Roc d'Anduze, le Rauracien, pour le Plan de Lacan, le Callovien supérieur et le Rauracien; pour l'étroite lanière du Pioch Champ, le Portlandien. Il se divise en deux lambeaux: le plus méridional (Roc de l'Aigle, Roc d'Anduze, Plan de Lacan) se tient entre 200 et 220 mètres qu'il excède rarement; le plus septentrional (sud du Pioch Champ) avoisine 190 mètres.

Il n'existe pas, sur ces sommets, de formation superficielle permettant d'identifier l'aplanissement en cause.

Certes, autour du chemin de terre qui conduit de Gigean à Frontignan en passant par le Mas Rambault, on relève dans la traversée du plan de Lacan, épars sur le Callovien élevé, des cailloutis émoussés. Mais il s'agit de chailles brunes teintées à l'extérieur d'une patine noirâtre, en provenance du Jurassique local: vraisemblablement de l'Oxfordien, faciès vulnérable qui a dû subir une importante ablation, mais dans un milieu paléographique bien différent de l'actuel, tant par l'étendue de la surface d'aplanissement aujourd'hui isolé que par les caractères bio-climatiques ambiants.

En l'absence d'une formation superficielle caractéristique, le problème de la datation de tels fragments de surface est rendu délicat par leur isolement même. M. DREYFUSS (1941) en fait l'équivalent de la surface d'Aumelas. Nous ne repoussons pas cette assimilation. Mais avouons le peu de confiance dont nous créditons la méthode suivie, soit: un raccordement graphique à partir de profils établissant la topographie, de part et d'autre du fossé de Montbazin-Gigean et dans l'hypothèse d'une déformation néogène supposée dont aucune autre méthode d'approche, notamment géologique, ne vient préciser l'ordre de grandeur. Dans ces conditions la courbe de raccord, longue d'une dizaine de kilomètres et dénivelée de 100 mètres, demeure assez arbitraire. Il est, par ailleurs, difficile d'éta-

blir sur une distance presque aussi grande, et toujours de part et d'autre du fossé de Montbazin-Gigean, une relation fiable entre le Plan de Lacan et le Pioch de Madame, sis près de Poussan. En raison du jeu miocène de la faille de Gigean, et quelle que soit l'importance des mouvements d'ensemble à l'échelle régionale, le diastrophisme des deux massifs nous paraît donc d'une certaine indépendance. Et cependant, il nous semble, non sans hésitation, que M.DREYFUSS n'a pas tort de voir dans le niveau 190-220 mètres de la Gardiole, l'équivalent de la haute surface bas-languedocienne, qui est, d'ailleurs pour nous oligocène et non éocène. Si la géométrie des raccords à grande distance est suspecte, deux autres arguments demeurent de l'analyse de M.DREYFUSS: une certaine hiérarchie locale des niveaux dans le massif lui-même et la présence, mais toujours au moins cinquante à soixante mètres au-dessous de l'aplanissement sommital qui en est exempt, de nombreuses traces de lithodomes, prouvant que celui-ci est toujours demeuré perché (comme le Causse d'Aumelas) au-dessus de la mer miocène.

(11)-Le problème du niveau moyen-

Parmi les raisons d'hésiter, en ce qui concerne l'attribution du Plan de Lacan à telle ou telle grande phase d'aplanissement, il faut compter le manque de netteté du niveau moyen qui assurément ne mérite pas ici, au contraire de ce que l'on constate dans la plupart des basses Garrigues, le nom de "surface fondamentale". Se ralliant à une proposition

de P.GEORGE (1938) qui attribuait à un aplanissement miocène, les méplats sis vers 90-100 mètres du "col de la Gardiole" où la D.114 franchit la ligne de partage des eaux, essentiellement parce que ces altitudes sont compatibles avec un stationnement du rivage de la mer des molasses, M.DREYFUSS (1941) n'en exprimait pas moins son embarras pour raccorder ce moyen niveau aux affleurements de ce terrain, trop bas au Sud-Est, séparés du massif par la faille de Gigean au Nord-Ouest. M.GOTTIS (1957-1964) constate la "discrétion" de cette surface (p.188) et émet l'hypothèse qu'elle a pu demeurer inachevée. Tout en faisant référence à la cote 100, il marque implicitement son peu d'importance, soulignant que, de toutes façons, il s'agit d'un aplanissement gauchi, passant, vers l'extérieur de la Montagne de la Gardiole, sous la mer miocène qui a laissé (par exemple vers Issanka) de nombreuses perforations de lithodomes.

Quelques remarques relatives aux observations ci-dessus rapportées paraissent s'imposer:

-En premier lieu, il nous paraît dangereux de choisir dans les replats d'un col (fait local par excellence), l'exemple type permettant l'identification d'un aplanissement général.

-En second lieu, en acceptant pour le Col de la Gardiole, la solution proposée par P.GEORGE, M.DREYFUSS a omis de souligner l'adaptation qu'il lui faut subir. Pour

P.GEORGE, il s'agit d'un niveau cyclique lié au niveau de base miocène; pour M.DREYFUSS, il est évident que le rapport recherché avec la molasse fossilisatrice s'applique à un aplanissement infra-miocène; et c'est bien ainsi que l'entend M.GOTTIS.

Or, dans la perspective mobiliste, ouverte par le jeu néogène de la faille de Gigean, et que corrobore du reste son gauchissement reconnu par M.GOTTIS, la topographie infra-miocène, ainsi mise en cause, abaissée à la périphérie d'une grande partie du massif doit se retrouver (comme nous le montrons) en position de surface basse. Ni la cote de 100 mètres ainsi qu'on l'a vu, ni même la notion de "niveau" n'ont de sens ne ce qui la concerne.

Et cependant un niveau intermédiaire existe, bien lisible dans la topographie, mais aux cotes de 150 à 170 mètres.

Le niveau de 150-170 mètres cerne la haute surface comme le ferait du donjon d'un château, un rempart en grande partie démantelé. On le trouve sur des buttes au Sud-Ouest (Pioch de la Barre, 147 mètres, Devèze, 168 mètres; la Mathe 146 mètres), au sud Rocher de Rasclegirascle, 152; cote 166; Pioch Redon, 159 , au Sud Est (Pioch Michel, 151; hauteurs de Rabasse, 169; Pioch Madame 148). Dans le secteur central, on trouve en position de gradin inférieur sous la surface haute, les plateaux du Pioch des Jasses (175m) et de la Sentinelle (162-177m.). Au Pioch des Jasses, il s'agit d'une authentique topographie d'aplanissement, biseautant le Callovien inférieur

et le Bathonien élevé. Mais partout ailleurs, les buttes alignées sur des altitudes subégales sont caractérisées par une lithologie résistante: Kimmeridgien, Rauracien, Collovien supérieur, ou alors, par des terrains plus vulnérables mais qui s'appuient sur ces roches résistantes. Un diagnostic s'impose: il s'agit de niveaux substructuraux dégagés à partir de la surrection miocène du massif. En les cartographiant sous le signe de la surface fondamentale, notamment sur la carte ci-jointe, nous n'avons eu d'autre but, tout en simplifiant la figure que de souligner leur position intermédiaire. En réalité, comme il a été suggéré plus haut, le véritable aplanissement fondamental inauguré à la fin de l'Oligocène a été gauchi et amené en position basse.

(III)- Les surfaces basses de la Gardiole -

Celles-ci, nullement horizontales, s'étalent entre 100 et 30 mètres, formant un boulevard à la périphérie du massif; nous leur rattachons les replats du col de la Gardiole.

Malgré le gauchissement, leur perfection est souvent remarquable. Celle-ci s'explique par le fait qu'il s'agit d'aplanissements anciens, déprimés, fossilisés, exhumés récemment et, depuis regradés en pédiments rocheux. Par cette regradation ils se rattachent à la phase post-miocène de la planation. La réalité d'un épisode de regradation relativement récent n'est pas douteuse. Au droit de Mireval, englobant les terrains ployés dans le "nez plongeant" orienté à l'Est-Nord-Est, et

dans le synclinal de la Réserve, et effaçant en partie ces figures dans la topographie, s'est développé un véritable amphithéâtre de glacis rocheux, évoquant un assemblage de rock fans, suspendus à l'altitude de nos bas niveaux (50-30 mètres)? Mais si l'on remonte à l'origine de la plupart de ces aplanissements de basse altitude, on sépare aisément deux catégories.

L'exemple du petit plateau de Kimmeridgien dolomitique qui, situé immédiatement à l'Est de la source d'Issanka, la domine, vers 45 mètres est particulièrement significatif de la première catégorie. Cerné sur trois côtés par la molasse qui s'insinue dans les vallons l'encadrant au Nord et au Sud et qui, incomplètement dégagés se définissent ainsi comme pré-miocènes et inégalement réemployés par les écoulements actuels, ce méplat a été, évidemment fossilisé par la molasse. Mais son exhumation découvre une poche karstique bourrée de bauxite. La surface infra-miocène coïncide donc ici avec la surface finicrétacée.

L'on sait que c'est encore cet aplanissement qui affecte le Jurassique au Nord-Ouest, entre les Mas du Mujolan et de Mirabeau, comme, au Nord de Mireval, dans le "coin" effondré du quartier des Plaines.

Il n'en va pas tout à fait de même dans le voisinage du champ de tir de la Madeleine plateau que traverse la Mosson en gorge généralement inadaptée. La position de la bauxite, sous son toit rognacien fortement penté, près du mas de ce

nom, faisant un angle net avec la surface topographique aplaniée suggère que l'aplanissement en cause est indépendant et plus récent que le mur de ce minéral. La fossilisation de ce plan d'érosion sous la molasse de St-Jean-de-Védas (feuille de Montpellier au 1/20 000ème, n°7) permet d'identifier ici l'aplanissement infra-miocène. Toutefois, non loin de la Madeleine mais en contre-bas, vers 10 mètres d'altitude, juste au-dessus du marais de l'Estagnol, en bordure du synclinal à remplissage de crétacé supérieur largement dissimulé par les dépôts récents que nous avons décrit, un petit lambeau de Portlandien dolomitique porteur de bauxite permet de retrouver l'aplanissement fini-crétacé, bien distinct, par conséquent, de la surface infra-miocène.

Ces formes d'érosion basses servent de point d'appui amont à l'étalement de glacis quaternaires qui leur sont postérieurs. Mais, avant d'étudier le modelé pléistocène du piedmont, il convient d'examiner l'importance de la dissection linéaire et les tracés du réseau des petits organismes fluviatiles dans le massif.

b)-Les réseaux fluviatiles de la Gardiole:

-Il s'agit en quasi totalité d'organismes à écoulement épisodique, dans ce massif intensément karstifié. Si l'on examine la juxtaposition sur la carte (feuille de Sète au 1/20 000ème, n°2 et 3) de la grosse source de la Roubine avec le vallon de la Combe Fourche, l'on retrouve le même gen-

re de relation qui étaient celles de la Vène et des thalwegs habituellement secs qui l'encadrent en bordure Sud-Est du "pli" de Montpellier. Force est donc de conclure que le karst souterrain de la Gardiole prive les écoulements superficiels actuels et subactuels d'une grande partie de leur efficacité érosive. Il est vrai que la traversée d'épaisses séries marno-calcaires se débitant facilement en débris de transport aisé, favorise, au contraire, leur travail intermittent.

Il reste que (la Mosson étant laissée à part) aucun des ruisseaux locaux n'est parvenu, et pas même au Col de la Gardiole, à faire reculer sa source au-delà de la ligne de faîte. Celle-ci, rappelons-le, se situe à l'Est de l'axe de culmination tectonique pour les deux tiers du massif, et à l'Ouest seulement à la hauteur du Mas Rambault. Ainsi le drainage s'est adapté à l'intumescence néogène d'ensemble et non à la structure. De ce fait, par rapport à l'alignement sommital Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest, il est plus symétrique que l'on n'attendrait.

- Le drainage des faces Nord-Ouest et Sud-Est de la Montagne de la Gardiole est le fait d'organismes élémentaires, subparallèles entre eux, la plupart des confluences n'étant réalisées que dans les plaines bordières. Leur articulation sur des segments orthogonaux est très rare dans le massif calcaire et presque toujours confinée dans un secteur proche des têtes (Combe Longue, Combe de l'Arbousier, feuille de Sète au 1/20 000ème, n°2). Ce sont les traits d'une hydrographie

relativement récente. Pour les principaux d'entre eux, si l'on peut risquer pareil qualificatif pour des drains aussi petits, l'inadaptation à la structure est flagrante. Ainsi le horst bathonien du Mas Neuf et la selle synclinale callovienne du Pioch Redon, soit franchis avec indifférence par le ru des Combes. Les adaptations aux formes ou aux détails structuraux sont rarissimes en ce qui concerne: la haute branche de la combe Escure et celle du thalweg anonyme qui lui fait suite à l'Ouest suivent, un temps, les indications du synclinal de la Réserve et s'en affranchissent; l'affluent que la Mosson reçoit près du Moulin de Rasse moule le mouvement des couches jurassiques ployées en dôme. Mais on ne pourrait multiplier de telles notations. Si la structure directe et surtout inversée se traduit assez bien dans le relief de la Gardiole, ce n'est pas à l'action propre de ces organismes "principaux" que nous le devons, mais au travail de leurs affluents encore plus insignifiants.

-Au Nord-Est, le réseau local se limite à des vallats de raccordement sur le flanc Nord de la gorge de la Mosson. Certes, on trouve, plus loin, toute une série de ruisseaux installés sur les sables argileux de l'aval du cône de la Mosson; le tracé rectiligne de la plupart trahit l'oeuvre humaine d'assainissement. Mais ils s'arrêtent net à la limite de la formation du Quaternaire ancien. Le calcaire jurassique, au Nord de la Mosson n'est pas drainé superficiellement. Ce fait n'est certainement pas sans rapport avec son exhumation récente de la molasse de St-Jean-de-Védas.

- En revanche, au Sud-Ouest, le drainage s'est montré vigoureux. Bien que là aussi l'absorption par le karst ait concurrencé victorieusement les écoulements subaériens, des thalwegs comme ceux de l'Estrangale, du ruisseau de Rambault, du Rabasse, creusés par étapes, se montrent inscrits avec vigueur dans la topographie. Leur position est favorable, leur direction est, en effet, parallèle à celle des accidents et des contacts lithologiques. Mais, à mon sens, on peut encore rendre compte de l'avantage accordé à ces organismes par le mouvement de bascule néogène du massif peut être encore accentué au Villedafranchien ancien.

Les rivières de la Gardiole ont en effet contribué à accumuler dans le bas-pays, sous la forme de cônes, devenus plus ou moins coalescents et plus ou moins regradés depuis, les produits de l'érosion quaternaire des hauteurs.

c)-Le piedmont quaternaire de la Gardiole:

Il est impossible, dans une description régionale d'omettre ce beau piedmont dont l'ample développement apparaît d'un seul coup d'oeil depuis le Mont-St-Clair. Il n'est pas question néanmoins de nous y arrêter longuement puisqu'il a été décrit au Vème chapitre, justement dans la mesure où il nous paraît définir un type bien caractérisé en Bas-Languedoc. Nous ne ferons donc, ici, que rappeler brièvement ses principaux aspects sur les versants Sud et Sud-Est du massif et seulement pour les opposer à ceux que revêtent les formations homologues du versant Nord-Ouest.

-Appuyé à l'amont à la basse surface rocheuse qui lui est antérieure, épaissi au débouché des thalwegs, le pied-mont quaternaire du Sud et du Sud-Est de la Gardiole vient recouvrir à l'aval, la molasse et le calcaire de Frontignan, formation lacustre des débuts du Quaternaire, ou passe sous le Flandrien des Marais. Il est essentiellement composite, marquant une accumulation de l'ordre de 15 à 20 mètres (très importante s'agissant de notre région) qui commence avec les limons et brèches du sommet du Villafranchien inférieur (Balaruc-le-Vieux, environs de Mireval) et se poursuit, non sans épisodes de ravinement, jusqu'au Riss (Frontignan) et au Würm (les Pierres), juxtaposant par passage latéral, des cônes et des épandages de versant que colore la Terra rossa descendue des plateaux surincombants et que cimentent partiellement les eaux karstiques. Cette construction, en partie regradée de sorte que la surface topographique en égalise vaguement les éléments constitutifs le plus souvent pédochromes, au moins sur les interfluves actuels, paraît liée à une situation privilégiée. Au passage, notons avant d'abandonner ce secteur, les marais "elliptiques" dus à des phénomènes de tassement et colmatés par des dépôts holocènes (Estagnol, Grande Palade) et la curieuse séparation en deux blocs du calcaire de Frontignan, à proximité de Vic qui pourrait s'expliquer par le prolongement vers le Sud de la faille à rejet compensateur de la Baraque.

-Rien d'aussi complexe au flanc Nord-Ouest du massif

Le grand glacis d'accumulation quaternaire du Sud de la Gardiole, en particulier n'y a pas son équivalent. Certes les éléments de couverture quaternaire y sont plus étalés que ne l'indique la feuille géologique de Sète au 1/50 000ème et, notamment, ils débordent assez largement sur la molasse où se prolongent des glacis de transport faiblement couverts ou pavés. De toute façon, il s'agit de débris calcaires détachés et concassés par des processus mécaniques et emballés dans une matrice fine à laquelle la terre rouge, les marnes détritiques arrachées au massif et, pour partie, la molasse ont fourni sa matière. Faciès et position suggèrent un quaternaire récent, comme si l'érosion n'avait guère laissé subsister des dépôts plus anciens. Un point d'observation commode est fourni par la tranchée de la Nale 113, à la sortie Nord-Est de Gigean, près du relais routier.

Un pareil contraste entre les deux versants de la Gardiole également abrupts, sur une aussi faible distance ne nous paraît pas suffisamment expliqué par des raisons d'oppositions climatiques qui restent à démontrer. Glacis de transport d'un côté, glacis d'accumulation de l'autre nous semblent d'ailleurs la conséquence du basculement récent dont le massif venait de subir les effets à l'orée des temps quaternaires.

D. Le Nord du pays montpelliérain: les Garrigues de Viols-le-Fort - le Relais des Chênes et leur environnement :

Les caractères généraux:

Ces garrigues dans lesquelles s'imposent de **roche** les calcaires jurassiques, habillées d'un taillis clair où le chêne pubescent se subsistue progressivement à l'Yeuse (signe d'une continentalité accrue du sein de ces plateaux pour lesquels les cotes 250 à 300 mètres sont les plus fréquentes) s'étendent du bassin d'Aniane, à l'Ouest, jusqu'au synclinal de St-Gély-du-Fesc, à l'Est où elles entrent en contact avec un secteur moins élevé dont le substrat est néocomien; limitées au Sud par le sillon de St-Paul-et-Valmalle, elles se poursuivent, au Nord, jusqu'aux approches de la crête du St-Loup. Aussi devons-nous, au moins pour les problèmes de structure et de tectonique, rechercher quelques enseignements dans le bassin de St-Martin-de-Londres.

Elles appartiennent incontestablement au pays montpelliérain dont elles offrent tous les caractères: importance de la haute surface nivelant Jurassique et Paléogène qui, à la Taillade, passe en continuité à la topographie du Causse d'Aumelas et montre les marques habituelles de dégradation fluvio-karstique ainsi que les figures micro-appalachiennes qui en résultent; d'où, en dépit de l'évidence du biseau d'aplanissement, la révélation d'un réseau structural où le plissement pyrénéo-provençal, d'axe Ouest-Est apparaît recoupé transversalement par des accidents cassants. Ces derniers ont moins d'influence sur les tracés d'organismes hydrographiques superficiels réduits aux écoulements

occasionnels que sur le développement remarquable du karst souterrain dont les flux de circulation trouvent leur issue dans les bassins périphériques aux basses altitudes déterminées par l'érosion quaternaire.

Il est sans intérêt d'insister davantage sur cette référence aux traits morphologiques sous régionaux. Il nous paraît, par contre, plus utile de marquer l'originalité de ces Garrigues du Nord du pays montpelliérain. Par comparaison avec les garrigues du "pli" de Montpellier et de la Gardiole étudiée ci-dessus, elles montrent des paysages plus massifs et plus simples; et cette impression, nullement fallacieuse, trouve ses justifications à l'analyse.

Le facteur lithologique y a sa part. Le Jurassique supérieur à faciès tithonique s'avère dominant, particulièrement dans la portion la plus méridionale. Il ne disparaît certes pas du secteur Nord; mais il n'y est plus représenté seul: là, l'exaltation tectonique fait affleurer les termes plus anciens de ce "système". Il n'est pas, non plus, indifférent à la compréhension de la structure d'exploiter les résultats des sondages qui permettent d'appréhender les réactions de l'ensemble de la couverture aux efforts tectoniques.

La structure est, en effet, beaucoup moins complexe que celle qui a été décrite dans les unités méridionales. Comme la lithologie, elle contribue à la diversification du secteur considéré. La portion Nord constitue un domaine plissé qui per-

met d'isoler deux grands anticlinaux se relayant à quelques centaines de mètres à l'Ouest de la Nale 586, à la hauteur de la Commune de Viols-en-Laval. Ce sont les plis de Viols-le-Fort et du St-Loup. Non seulement la direction de leur axe, mais leur dissymétrie (le flanc Sud étant le plus doux) témoignent de leur appartenance au système pyrénéo-provençal.

La portion Sud montre, avec ses assises puissantes et quasi dépourvues de litage, une allure subtabulaire que le grand nombre des accidents cassants, bien lisible sur la photographie aérienne, prive néanmoins de régularité.

Ces failles, effondrent, en direction du sillon de St-Paul-et-Valmalle les fossés (Murles, Saugras, Argelliers-la-Boissière, Vailhauquès Montargnaud) qui aèrent la marge méridionale. A ce titre, elles manifestent une activité "normale" d'âge oligocène dont témoignent les sédiments corrélatifs conservés dans ces dépressions. Mais quelques unes d'entre elles (failles de la Boissière, de Vailhauquès, (f. de Montpellier 1/20 000 n°1-2), de la Dérivière, de la Tour ruinée de Carramaule (f. de St^{rt}-artin-de-Londres 1/20 000, n° 7 se prolongeant dans la direction opposée, commandent des dé-crochements importants dans les structures plissées pyrénéo-provençales. Elles ont donc joué "en coulisse" lors de la phase de compression éocène. Plus simple que celle du "pli" de Montpellier, la structure de ces Garrigues de Viols-le-Fort et du Relais des Chênes, n'a donc rien d'élémentaire? L'influence de la "poussée" pyrénéo-provençale se traduit comme nous l'avons

noté par un écaillage à proximité du front du "pli" de Montpellier; elle explique pareillement la tendance au déversement sur le bassin de St-Martin-de-Londres. Mais si violents que soient ces accidents, ils ont été nivelés. Au contraire, une partie des failles à jeu normal rendent compte de dénivellations actuelles.

D'un point de vue morphologique, il sera donc nécessaire de distinguer le secteur Nord du secteur méridional à quoi se rattachent les bassins effondrés dont la liste a été rappelée au paragraphe précédent. Tous les aspects du pays jurassique l'opposent au secteur néocomien et tertiaire du Nord-Est montpelliérain que nous examinerons ensuite.

1°-Les aires plissées de Viols-le-Fort et de St-Loup:

a)-La lithologie

La série stratigraphique est bien établie, sur une coupe verticale importante, grâce à l'arasement de la structure du pli de Viols-le-Fort et à l'inversion de relief dans la zone axiale de l'anticlinal du St-Loup. Les observations de surface sont complétées par les enseignements des sondages O.N.C.L., l'un (St-Loup n°1) implanté à 600 mètres au Sud de la ferme de Mortiès, l'autre (St-Loup n°2), à 2,1 kilomètres de la même ferme, dans la direction Sud 20° ouest, à la cote 234 (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°7-8).

(1)-Les termes inférieurs de la série mésozoïque ne sont connus que par le prélèvement de carottes profondes sur environ 300 mètres. Les 100 premiers mètres, à la base, appartiennent à une roche dolomitique grise ou jaunâtre qui a été attribuée à l'Hettangien inférieur et moyen. Les 200 mètres suivants formés par un calcaire de nuance sombre, à structure oolithique ou graveleuse, incluant de nombreux grains de quartz sont dévolus au sommet de l'Hettangien au Sinémurien s.s. et à la majeure partie du Lotharingien. La partie élevée de ce sous-étage comporterait un "microfaciès bioclastique" qu'on retrouve en surface, à l'Ouest de la ferme de Mortiès dans un affleurement de faible étendue (M.GOTTIS, 1957-1964, p.80)

(11)-Le Pliensbachien inférieur ou Carixien forme le médiocre mont dérivé qui accidente le fond de la Combe de Mortiès et porte la ferme. Il est représenté par 100 mètres de calcaires marneux bleutés disposés en petits bancs et porteurs de chailles et de silex. Suivent 350 mètres de marnes noires pyriteuses qui occupent les échelons du Domérien (ou Pliensbachien supérieur), du Toarcien et de l'Aalénien inférieur. Il s'agit d'un matelas peu compétent, eu égard au stress et, par ailleurs, d'un ensemble puissant mais vulnérable, justifiant l'inversion du relief.

(III) Les assises du Dogger apparaissent autrement résistantes. Dans l'aire du St-Loup, c'est d'abord une cinquantaine de mètres de calcaires grés-siliceux ordonnés en bancs de faible épaisseur, avec quelques intercalations marno-gréseuses,

attribuée à l'Aalénien supérieur et au Bajocien. Lui succède le Bathonien, assez imparfaitement dolomitisé et laissant deviner "la trame siliceuse primitive de la roche" (M.GOTTIS, 1957 1964, p.80).

Dans l'aire de Viols-le-Fort la partie supérieure du Bajocien affleure seule, avec une puissance d'un peu plus de 50 mètres, à proximité de la ferme de Maure (feuille de St-Martin de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6). Il précède environ 250 mètres de Bathonien dolomitique.

Les puissances suggérées par ces affleurements font apparaître pour l'ensemble du Dogger, un épaississement marqué de l'Est vers l'Ouest dont l'origine, probablement synsédimentaire, doit être à rapporter à une pulsation positive du haut fond de St-Loup (voir Chapitre I). Bien que réduit, le Bajocien de l'aire orientale fournit la corniche du crêt qui ceinture immédiatement la dépression de Mortiès.

(IV)-Cent mètres de marnes bleues et de marno-calcaires en plaquettes correspondent au Callovien et à l'Argovien sur le flanc Sud de l'anticlinal du St-Loup. Mais on ne retrouve pas les mêmes épaisseurs pour les retombées de ce pli correspondant aux trois autres directions cardinales. Un amenuisement sensible par étirement caractérise le flanc Nord et l'extrémité périanticlinale à l'Est. C'est une lacune, affectant l'Oxfordien pro parte que l'on note sur le périanticlinal Ouest, conséquence de la régression divésienne (voir chapitre I).

Les effets de cette régression, combinée avec un phénomène de hauts fonds, lors du retour offensif des eaux marines, sont encore plus sensibles dans l'aire de Viols-le-Fort. M.GOTTIS (1957-1964, p.81) les résume en des termes dont on ne saurait guère égaler la concision: "Dix à quinze mètres de calcaires siliceux en plaquettes, développés autour de la terminaison périantyclinale Est, appartiennent, selon toute vraisemblance, au Callovien et à l'Oxfordien inférieur. Le long du flanc Sud de cette structure, l'Oxfordien n'est représenté que par un banc modulaire, ferrugineux très dur, épais de 0,30 mètre, reposant sur la surface corrodée du Bathonien supérieur... L'Argovien moins argileux, jusqu'au St-Loup, est peut-être incomplet à sa base. Sa puissance, 65 mètres, ne s'en montre toutefois pas modifiée".

V- Du Rauracien au Kimméridgien s'est établi un ensemble de 200 mètres de calcaires compacts, à pâte fine et de couleur café au lait que coupent, cependant, quelques intercalations de calcaires marneux feuilletés. Une partie de ces derniers appartient au Séquanien moyen et supérieur. Mais, en réalité, la répartition des plages marneuses est irrégulière et interrompue latéralement par des flots de calcaires massifs. Cette particularité confère une facture discontinue aux micro-reliefs d'origine appalachienne que l'on relève sur ces plateaux.

-Le Rauracien

Il est ordinairement constitué de gros bancs. Mais, concernant l'aire anticlinale du St-Loup, les passées marneuses de cet âge jouent un rôle important dans l'espace compris à l'ouest de Cazevieille et de Roubiac, comme aux environs de Seuilles (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6 et 7-8); il est vrai que là des accidents transverses ramènent au jour, de surcroît, les marnes stratigraphiquement inférieures de l'Oxfordien. Les mêmes passées marneuses rauraciennes se remarquent vers la terminaison périanticlinale opposée, au Sud-Est du Pas de la Pousterle. Quant aux flots de calcaires massifs, M.GOTTIS (1957-1964,p.81) souligne leur faible extension latérale et leur beau développement vertical, mis en valeur par l'érosion différentielle à partir du terrain encaissant plus faible, selon "un modelé qui n'est pas sans évoquer les calcaires récifaux".

Sur le flanc Nord-Ouest de la culmination tectonique de Viols-le-Fort, les passées marneuses tendent à se réduire et à se concentrer à la partie médiane de l'étage. Même, entre le Mazet et les ruines du château de Maure, les marnes disparaissent et font place à un calcaire homogène de bas en haut (M.GOTTIS,ibid.)

Sur le flanc Nord-Ouest, à proximité des Mas Andrieu et de Courneq, au-dessus des marnes médianes, le Rauracien supérieur prend un faciès bioclastique cristallin (cf.Chapitre I).

Quant au flanc Sud, un mince banc marneux repère de 4 à 5 mètres, pourvu de fossiles, permet d'attribuer 200 mètres de calcaires qui lui sont subordonnés à ce même Rauracien. Au contraire, les bancs qui le surmontent peuvent appartenir au Séquanien moyen et supérieur.

-Le Séquanien moyen et supérieur

Alors que le Rauracien est majoritairement mais non exclusivement calcaire, on peut écrire du Séquanien moyen et supérieur qu'il s'avère principalement mais non uniquement formé de marno-calcaire en plaquettes.

Il est, en somme, largement envahi par le régime calcaréo-marneux qui faisait figure d'exception au sous-étage précédent. De la sorte deux auréoles généralement vulnérables et mises en creux par l'érosion différentielle entourent, pour chacune des figures cartographiques anticlinales, les "puechs" rauraciens.

Toutefois, dans le Nord de l'aire de Viols-le-Fort, au long du chemin rural qui conduit vers Cazarils et Paillas, une masse de calcaire bioclastique et cristallin, succédant à l'épisode "coralligène" du Rauracien des Mas Andrieu et de Cournon, annonce le type qui se généralisera avec le Tithonique au Kimméridgien supérieur et au Portlandien.

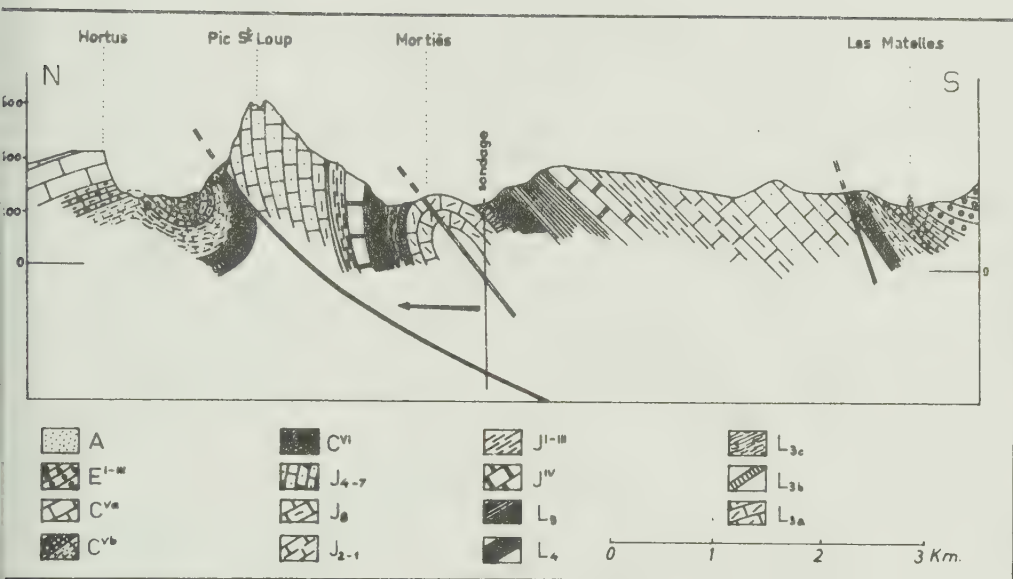
-Le Kimméridgien moyen

Il s'agit de calcaires beiges à gros bancs de faciès sub-lithographique.

Dans l'édifice du St-Loup, à cet étage on a l'arête sommitale. Mais dans la partie orientale du flanc Sud, il est presque totalement éliminé par l'accident prolongeant la faille de Corconne et que relaie, un peu plus au Sud, la faille des Matelles. A proximité de cette localité, M.GOTTIS (1957-1964, p.82) en signale les grandes dalles en rive droite du ravin en bordure duquel s'ouvre la Grotte des Caucolières.

Dans l'architecture de Viols-le-Fort, ce calcaire beige est puissant de 80 mètres sur le flanc sud; le surmontent 25 mètres de calcaires marneux à débit noduleux qui précèdent la masse tithonique dont le faciès coralligène envahit, par contre le flanc Nord, passant au Bois de Mounié.

VI-Le Kimméridgien supérieur et le Portlandien relèvent presque exclusivement de ce faciès tithonique. Il semble n'avoir eu qu'une assez médiocre épaisseur originelle sur le flanc Nord du St-Loup où les étirements subis concourent en plus à l'exiguité des affleurements. On a dit, à l'inverse, l'extension du Tithonique sur le flanc Sud des deux entités plissées. Il faut encore souligner son épaisseur (près de 400 mètres) et sa constance, à peine démentie par quelques lentilles dolomitiques entre la Boissière et Puéchabon (M.GOTTIS, 1957-1964, p.82).



COUPE DU PIC SAINT LOUP extraite de R. Dugrand

L'on voit qu'au-delà des marnes liasiqnes, la série mésozoïque présente, en dehors de quelques étages massifs, une distribution optimale des horizons marno-calcaires (principalement au Callovien-Argovien et au Séquanien), très favorable à la création de belles figures de plissement.

b) La structure:

---- L'anticlinal du St-Loup

1)-La zone axiale:

Trois thèmes retiennent l'attention à son propos:

1)-la dissymétrie du mont dérivé de Mortiès; 2)- l'accident cassant au dessin curviligne qui limite ce mont dérivé au Nord-Ouest; 3)-les enseignements du sondage profond de St-Loup n°2, susceptibles de rendre compte des particularités relevées en surface pour les deux figures structurales pré-citées.

-- Le mont dérivé de Mortiès. Il correspond à la culmination tectonique maximale de l'anticlinal du St-Loup. L'on a vu qu'y affleurent en partie, à la faveur de l'inversion du relief, les termes d'un Lias relativement inférieur, savoir: des calcaires et des assises calcaréosiliceuses relevant du Lotharingien élevé ou du Carixien. La cartographie de ce coeur anticlinal enferme une aire elliptique de 500 mètres de grand axe, à peu près aligné dans la direction Ouest-Est. Vers le Sud les pentages n'excèdent pas 25°. Sur le versant Nord, leur valeur est fréquemment double et atteint localement 90°, particulièrement aux abords de l'accident qui limite au Nord-Ouest ce "noyau".

--- L'accident curviligne du Nord-Ouest de Mortiers

s'amorce à quelque deux cents mètres du Col de la Pousterle avec une direction Est-Nord-Est, Ouest - Sud-Ouest; il s'infléchit rapidement au Sud et, après avoir tranché le noyau du pli, va se perdre dans l'enceinte des marnes domériennes. Il ne s'agit évidemment pas d'une faille verticale, mais d'une figure de style plus ou moins chevauchant à regard Ouest. Le problème est de savoir sa véritable signification. M. GOTTIS (1957-64, p.102) y verrait un décalage de l'accident frontal. Les tracés plus récents élaborés par M. MATTAUER et J. MATTEI ne nous paraissent pas confirmer cette façon de voir. Nous inclinons plutôt à y voir, interférant avec la surface topographique, l'un des accidents cisailants qui accompagnent le chevauchement profond révélé par sondage.

--- Le sondage de "St-Loup n°1" et le chevauchement profond de la zone axiale:

Les carottes ramenées en surface permettent, par les attributions qui en ont été proposées, de retrouver une série normale sur les 628 premiers mètres, savoir le Domérien supérieur et inférieur ou Carixien, le Sinémurien et, avec doute, l'Hettangien.

A cette profondeur a été rencontrée "une brèche calcaire d'origine tectonique" (M. GOTTIS, 1957-64, pp.103 à 105). Les couches que l'on extrait en dessous sont "froissées et parcourues de veines de calcite. Elles soulignent l'entrée de

la sonde "dans une série d'écailles, renversées ou normales, affectant des terrains du Lias moyen" et cela jusqu'à l'arrêt du forage à 1125 mètres.

Ces écailles représentent des éléments plus ou moins dérangés, d'un flanc septentrional inverse recouvert par le flanc méridional normal. Le pli du St-Loup relève donc du style morpho-tectonique ordinaire dans la chaîne pyrénéo-provençale, impliquant une évolution polyphasée et une reprise tardive de la poussée (ici venue du Sud) qui rend compte de la dissymétrie habituelle à ces architectures: nous aurons à noter le recouvrement de la marge du bassin de St-Martin-de-Londres par le flanc Nord déversé selon une flèche maximale de 500 mètres, à l'Est du Mas-de-Londres et à l'Ouest du col de la Pousterle. Reste à savoir quelle signification donner à ce chevauchement? Deux interprétations graphiques ont été proposées, correspondant à des coupes semi-théoriques que nous avons reproduites dans le deuxième chapitre de cet ouvrage.

--- Celle de M.GOTTIS donne au chevauchement la valeur d'une translation latérale d'un flanc inverse que, selon sa propre expression, l'accident profond découvert par sondage aurait "libéré de toute amarre"(1957-64,p.100). Le cisaillement profond est alors considéré comme le prolongement souterrain de l'accident frontal qui prend une importance majeure.

--- Celle de J. MATTEI réduit le rôle de l'accident frontal, d'ailleurs ramené à un faisceau de cisaillements de moyenne importance accompagnant le retournement du flanc inverse sur la structure invaginée du Sud du bassin de St-Martin-de-Londres. Le fait décisif, bien que superficiellement peu apparent, est alors l'écaillage du noyau selon un modèle tout à fait classique où la zone de faiblesse induisant le chevauchement relève de l'érosion de la zone axiale.

Il n'est guère nécessaire d'ouvrir une discussion sur un tel sujet et à cette place. En effet, dans la suite, à propos de l'étude du flanc Nord du St-Loup, de celle des failles de décrochement "en coulisse" qui compliquent son flanc Sud, de la comparaison qu'on ne peut manquer de faire avec les structures également coulissantes, manifestes dans le pli de Viols-le-Fort et même de l'interprétation des anomalies gravimétriques, l'on verra les raisons qui nous incitent à préférer la seconde interprétation à la première.

(II) Le Flanc Septentrional du St-Loup:

--- C'est, naturellement, le renversement des couches dont les pendages n'excèdent, du reste, que faiblement la verticale qui représente le fait le plus remarquable, en particulier entre les méridiens de Cazevieille et du Pas de Pousterle. Cette disposition a favorisé les étirements et cisaillements des assises du Jurassique élevé, spécialement en ce qui concerne le Portlandien de la paroi Nord du Pic lui-même. En

gravissant le chemin qui donne accès au sommet, par la paroi Sud, on peut observer certains de ces cisaillements au niveau d'horizons un peu plus anciens. Quelques uns recoupent les bancs calcaires sous un angle très faible par rapport aux plans stratigraphiques. La tendance au glissement de deux assises voisines l'une de l'autre, le long du joint stratigraphique qui les sépare, ordinaire dans les séries plissées compétentes, nous semble, à cet endroit, s'être manifestée avec une telle ampleur, qu'un certain nombre de ces joints ont été littéralement tectonisés et que leurs interfaces se sont trouvées transformées en miroirs de friction.

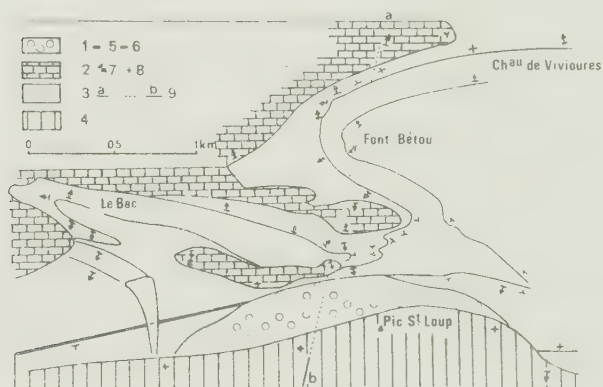
--- A l'Ouest de Cazevieille et jusqu'au droit de Mas de Londres, l'énergie du plissement s'est avérée plus faible et le pendage des couches s'atténue. Néanmoins l'accident frontal garde l'allure d'un contact chevauchant, le Jurassique supérieur auquel est associé une mince lame de Berriasien, recouvrant le Valanginien du bassin de St-Martin-de-Londres.

La poussée transmise par cet accident, bien que le chevauchement soit médiocre (ici moins de 500 mètres), occasionne sur une distance du même ordre à partir du front, un écaillage de l'avant-pays dans le Crétacé inférieur et l'Eocène. Quatre accidents de cette nature se succèdent entre la section initiale de la vallée du ruisseau du Patut, orientée Ouest-Est, et les Rouvières d'Espinass (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6 et 7-8).

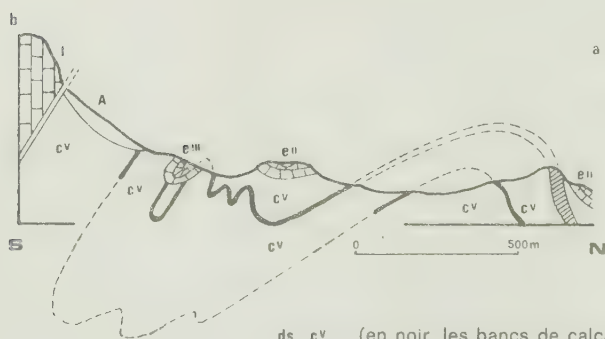
A partir de là et sur 800 mètres encore, les mêmes couches du bassin de St-Martin-de-Londres se montrent seulement plissées, mais de façon nette: alignées sur le même axe les carènes synclinales des Courrèges et de la cote 262, près de Courtas; combe épiaanticlinale de la bergerie de l'Hubac, crêt et crête synclinale du Puech Pelat (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8).

--- Les "dentelles" du Château de Montferrand,
à l'Est du flanc septentrional du St-Loup, montrent des couches à peu près verticales dans la série du Jurassique supérieur. Leur séparation de la lame centrale kimméridgio-portlandienne (celle qui porte le Pic lui-même à 658, 2 mètres), grâce à l'accident subméridien du Pas de la Pousterle, s'accompagne d'une indentation en retrait de 300 mètres vers le Sud. Pour M. GOTTIS (1957-1964, p.100) qui voyait dans la zone du Pic un élément affecté d'une translation véritable, le secteur de Montferrand représenterait un témoin autochtone de ce flanc Nord, demeuré enraciné. Nous voyons plutôt dans l'accident de la Pousterle, le jeu d'une coulisse et ne croyons pas que la poussée ait été guère moins forte à cet endroit: la fragmentation en petits blocs de la crête de Montferrand d'une part, les deux écailles anticlinales à coeur Jurassique et berriasien, respectivement de la cote 249 et du Roc Verdier (cote 222- feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20.000ème, n°7-8), paraissent attester le contraire.

ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA REGION AU N. DU PIC SAINT-LOUP d'après M. GOTTIS et M. DREYFUSS



1 Eboulis - 2 Eocène (calcaires lacustres Lutétiens et complexe détritique « bartonien ») - 3 Berriasien et Valanginien (le Berriasien n'affleure que dans l'angle S.E. de la carte) - 4 Jurassique supérieur - 5 Bancs - repère dans le Crétacé - 6 Faille - 7 Pendage - 8 Couches verticales - 9 Tracé de la coupe de la fig. 2.



ds c.v. - (en noir, les bancs de calcaire miroitant).

A partir de l'écaille la plus méridionale qui en figure ainsi quelque sorte le coeur disharmonique, se développe d'abord dans les couches valanginiennes, une longue ondulation anticlinale en partie oblitérée par le flanc inverse du Pic et le talus d'éboulis qui s'étale en avant de ce dernier, elle se prolonge en direction ouest 10° Nord dans le bassin tertiaire de St-Martin-de-Londres où nous l'avons déjà repérée avec la Combe de la bergerie de l'Hubac.

Ployant les mêmes couches valanginiennes un mouvement synclinal lui fait suite au Nord. Au niveau des calcaires de la partie supérieure de cet étage, se dessine, par inversion du relief, une carène à micro corniche (cote 284 de la feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8) en partie engagée, elle aussi sous le flanc inversé du St-Loup et ses éboulis.

L'écaille anticlinale du Roc Verdier, la plus septentrionale, se prolonge à son tour par une longue ondulation qui fait sentir ses effets dans le centre du bassin de St-Martin-jusque vers le Mas Noir. Elle est éventrée en combe, avec petit mont dérivé, sous le col de Fambétou. A l'est immédiat de ce point d'observation, l'anticlinal de Fambétou est affecté d'une certaine dissymétrie. Il la doit sans doute à la tectonique (le flanc Nord, plus éloigné du St-Loup, est aussi plus doux); mais celle-ci montre des effets qui ne sont pas indépendants du facteur lithologique. La retombée septentrionale n'a pu ployer facilement la masse lenticulaire de plus de 100 mètres d'épaisseur du calcaire "miroitant" dont l'épaississement résulte ici

de circonstances locales d'âge synsédimentaire. Le contraste est net avec la retombée méridionale où le crêt de valanginien précité ne porte qu'une corniche de quelques mètres de puissance. Plus près de Fambétou, à la hauteur des ruines du Château de Vivaurès, l'effilement distal de la lentille de faciès "miroitant" tend à rétablir l'équilibre entre les puissances des corniches couronnant les deux crêts opposés de la combe. Mais comme l'a remarqué H. GOTTIS (1957-1964, p. 101): "cette diminution rapide d'épaisseur du faciès rigide s'accompagne... d'un redressement rapide des pendages. Il ajoute: "au col de Font Bétou (Fambétou) cette assise a perdu, sa forte individualité. Elle n'est représentée que par deux passées de quelques mètres de calcaires spathiques, à patine ocre, soulignant l'enveloppe structurale de la vaste combe arneuse" ... de la ferme ruinée de Mascla. Au-delà de Fambétou, dans le bassin de St-Martin-de-Londres, l'ondulation s'envoie périclinalement et s'alloucit.

Les changements de style de l'anticlinal du Roc-Verdier Mascla-Fambétou- Mas de Noir, tout au long de son développement, n'apparaissent, d'ailleurs, que comme un cas particulier parmi des phénomènes de disharmonie, fréquents en ce secteur. La carte et la coupe correspondante ci-jointes, empruntées à H. DREYFUS et H. GOTTIS (1947-p. 295) en illustrent bien les aspects multiples. Etant rappelés, en outre les relations également disharmoniques du noyau jurassico-berriasien du Roc-Verdier par rapport aux couches Valanginiennes, notons encore les plis-

sotements dépourvus d'homothétie des bancs successifs de ce Valanginien et l'indépendance du Lutétien calcaire, reposant, au Nord, sur les couches rouges de l'Eocène inférieur, mais transgressif, au Sud, sur le crétacé et dont le plissement s'avère plus lourd et plus simple que celui des formations sous-jacentes. Parce qu'il est tectonisé, le plan de discordance qui vient d'être signalé, favorise, dans ce cas précis, le phénomène de disharmonie. L'on voit néanmoins que pareille explication ne vaut pas pour les niveaux stratigraphiquement plus anciens. La compression acquise lors de l'invagination du Crétacé sous le flanc inverse jurassique du St-Loup paraît être une explication de valeur plus générale, sans omettre le rôle de Môle de résistance joué par l'épaisse lentille du calcaire "miroitant" de l'Hortus". Il n'est guère douteux, à cet effet, qu'au contraire de ce qui se passe pour l'ensemble du massif des Garrigues de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes, leur portion Nord-orientale conservait encore une chape de terrains berriasiens et valonginiens lors des phases décisives du plissement, entre, en gros, le Mas-de-Londres et St-Gély-du-Fesc (M. GOTTIS, 1957-1964, p. 79).

Au total, les perturbations accusées par le flanc inverse de l'anticlinal du St-Loup sont beaucoup plus discrètes que celles relevées au front Nord du "pli" de Montpellier. Elles ne sont pas négligeables, néanmoins, et contrastent avec la relative simplicité de la retombée méridionale.

(III)- Le flanc Sud de l'anticlinal du St-Loup-

--- Son allure générale évoque la régularité: continuité rarement démentie et relative constance dans la largeur des affleurements, faiblesse d'ensemble des pendages qui n'excèdent qu'exceptionnellement 20°.

Pourtant, ces traits, valables dans l'ensemble, sont compatibles avec des irrégularités de détail dont la cause réside dans un système de cassures d'allure rayonnante provoquant localement des étranglements de couches et pouvant élever les pendages jusqu'à 40°.

La plupart de ces accidents montrent un regard Est qui implique un jeu "normal" avec effondrement du bloc oriental. Ils apparaissent ainsi comme des répliques de la faille des Matelles, selon des directions point trop différentes de la sienne. Mais, ce qui est fréquent dans ce secteur comme on l'a noté, ces accidents décrochent les auréoles successives enveloppant la Combe de Mortiers. Du reste, leur tracé complexe, selon ma cartographie de M. MAFFAUER et de J. MATTEI, suppose des déformations du plan de faille à l'occasion de rejeux multiples. Certains d'entre-eux, bien visibles dans les marno-calcaires de l'Argovien-Callovien, deviennent difficiles à suivre dans les calcaires plus massifs du Rauracien et du Rimméridgien. Si bien qu'on peut se demander si, au niveau de ces derniers terrains (c'est-à-dire vers le Sud) leur rejet ne s'atténue pas sensiblement. Inversement, la plupart ne semblent pas franchir le matériel marneux du Lias élevé, mis à jour par l'inversion du relief.

Toutefois ce n'est probablement pas le cas de celui qui semble le plus important et qui a guidé la percée conséquente de la Dérivière, entre les corniches du calcaire rauracien de la Taillade de Chaillé (277 mètres) et de la Cote 271 (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8). Il décale le Callovien-Argovien de plus de 600 mètres.

--- A l'Est de ce décrochement, en somme médian, et jusqu'à la faille des Matelles, diverses répliques interviennent. Dans leur réseau assez compliqué, nous retiendrons deux exemples. Le premier est celui d'une faille exploitée par le petit ravin qui sépare les Travers du Bois de Molières; plus au Nord, dans l'Est de la Combe de Mortiers, elle décroche et effondre le Bathonien, par rapport à l'Aalenien-Bajocien. Dans un vallon affluent du ruisseau des Res'inclas, vient mourir la faille de Corconne qui a, auparavant, effondré le Jurassique Supérieur des écaillés du Roc Verdier et de la cote 249 et étiré celui des "dentelles" de Montferrand. Elle est relayée par un accident de tracé Nord-Nord-Est, Sud-Sud-Ouest qui vient rejoindre obliquement celui du Bois de Molières précédemment cité. Ce relais brisant a éliminé le Callovien et lamine l'Oxfordien. Ce n'est guère qu'au Sud-Est de la Pousterle, du niveau de l'Argovien-Rauracien, que les enveloppes de la Combe de Mortiers présentent quelque ampleur dans le plateau coté 319 qui s'étend au pied de la maigre échine de Montferrand.

--- A l'Ouest du décrochement médian fixant l'entonnoir de percée consécutive de la Déridière, trois accidents à rejet vertical et horizontal affectent les auréoles enserrant la combe de Mortiès. L'un, se prolongeant, au Sud et recoupant par le travers la vallée du ruisseau des Moines, détache par ailleurs le Puech de L'Oume (cote 324 de la feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8) où affleure le Dogger inférieur. Le suivant qui semble n'intéresser que la série s'échelonnant du Bathonien au Rauracien prend naissance non loin des Ruines de Peyrebrune (mêmes "coupures"). Enfin une longue cassure à lèvre Sud-Est effondrée, dont M. GOTTIS (1957-1964, p.94) souligne l'importance et que M. J. ATTIAUER et J. MATTEI représentent sous la forme de trançons discontinus bien qu'assez nettement alignés, depuis les abords de Mas Lavit (feuille de Montpellier, 1/20 000ème n°2) jusqu'à l'enceinte interne de la Combe de Mortiès, au Nord de Courtès, en passant par des points à faible distance de Seuilles et de Roubiac. Recoupé par des accidents subméridiens ou combiné avec eux, son intérêt est d'isoler la terminaison périanticlinale Ouest du pli du St-Loup, le "nez plongeant de Seuilles, largement étalé.

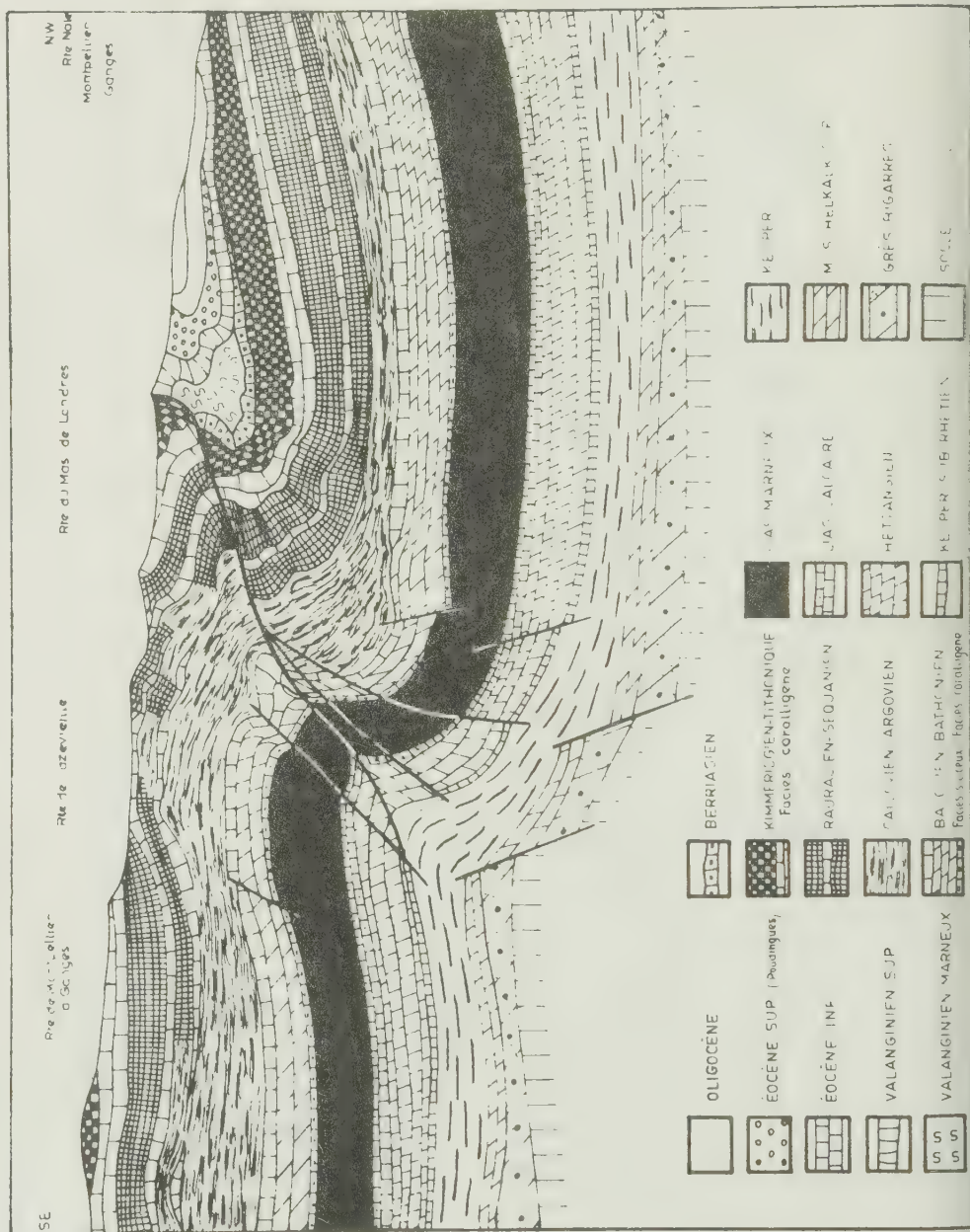
(IV)-La dissymétrie des deux extrémités périanticlinales: l'ampleur des affleurements dans le "nez plongeant" de Seuilles contraste en effet avec l'exiguité de ceux qu'on relève dans la retombée périclinale Est, notamment entre les failles de Corconne et des Matelles.

Pendages vigoureux des couches ployées dans leur retombée, effondrements en gradins des blocs, de proche en proche, en direction de l'Est-Sud-Est, cisaillement et étirements concourent à escamoter le périanticlinal oriental.

Au contraire, dans le périanticlinal occidental, les couches s'étalent en larges affleurements, en particulier, celles du Callovien, du Rauracien et du Kimméridgien, les faciès marneux et en plaquettes s'avérant prédominants. Des complications tectoniques en touches de piano, liées aux accidents subméridiens du flanc Sud y contribuent: une sorte de horst, situé entre Seuilles et Roubiac, provoque le redoublement des couches de l'Oxfordien et de l'Argovien. Les accidents en cause modifient quelque peu les pendages et, du reste, provoquent quelques ondulations secondaires des couches. Mais, dans l'ensemble, les valeurs de ces pendages demeurent modérées, du moins en direction de l'Ouest et du Sud où elles vont s'affaiblissant. Toutefois, même dans cette portion distale, le pli demeure dissymétrique: les couches pendent à 65° à Cazevieille; plus à l'Ouest elles se redressent à l'approche de l'accident frontal et passent au-delà de la verticale pour pendre à 30° vers le Sud à proximité de la ferme de la Pourcaresse pour autant qu'on puisse en juger dans le Tithonique (M. GOTTIS, 1957-1964, p.95)

Au-delà de la retombée du pli, une aire synclinale se dessine dans les dalles du Kimméridgien, orientée Nord-Est, Sud-Ouest et plongeant structuralement de façon très modérée dans cette dernière direction. Ce col structural, emprunté par

COUPE SEMI THÉORIQUE A L'OUEST DU PIC SAINT LOUP d'après M Gottis



la Nale 586, marque le lieu où le pli de Viols-le-Fort relaie celui du St-Loup sans que l'axe de l'un soit exactement aligné sur l'axe de l'autre.

(1)-L'anticlinal de Viols-le-Fort

Aspects généraux et divisions en secteurs:

Alors que l'anticlinal du St-Loup est signalé par le saillant de son flanc inverse et que l'inversion du relief, profonde au creux de la combe de Mortières autour de laquelle, les auréoles successives dessinent les enceintes plus ou moins effacées et discontinues de crêts micro-appalachiens, seule cette sculpture discrète nuance pour le pli de Viols-le-Fort, la monotonie de l'aplanissement qui l'a raboté. Aussi cette aire plissée est-elle plus impressionnante en tant que figure cartographique que sur le terrain. Elle relève, néanmoins d'une tectonique violente.

L'anticlinal de Viols-le-Fort se caractérise d'abord par son ampleur: 11 kilomètres de long entre Puéchabon et le col structural précité de la Nale 586, proche du carrefour de cette dernière avec la route du Château de Cambous, contre quelques trois kilomètres de large. On notera ensuite sa dissymétrie qui le rapproche du cas du St-Loup, plus que ce que la topographie ne semble le permettre. Enfin, il conviendra de souligner l'importance qu'y révèlent les phénomènes de décrochements transversaux et de "coulisses", en particulier l'un d'entre eux où l'on reconnaîtra l'un des accidents majeurs du

pays Montpelliérain.

Cet accident coupe le pli selon une orientation sub-méridienne entre la bergerie du Patas (cote 100, feuille de St-Martin-de-Bonnes, 1/100.000ème : 86-6) et un point situé à 600 mètres à l'Est des ruines des Avignens en passant par le Mazet (feuille de Montpellier, 1/100.000ème, ... ; la franchit le 0,32 à 300 mètres à l'Ouest des dernières maisons de Viols-le-Fort. Mais le contact anormal se suit, au Nord jusqu'à proximité de la ferme de Cazarils à l'extrémité de l'alignement qui passe de St-Martin-de-Bonnes (1/100.000ème) jusqu'à l'alignement sur la flexure qui sépare ce bassin du relief localement anticlinal de Buèges, puis la faille de Verrières-les-Ferreries et, au travers de quelques relais, cet accident par le noeud tectonique de St-Félix-de-Fallières, la faille d'Auzas et la faille des Cévennes.

Au Sud, cet accident brisant contribue à l'affaissement du fossé de Saugras, qui se prolonge dans la faille de Vaillauquès-Montarnaud puis, comme on l'a vu au-delà de St-Paul-de-Faule, par Vertalières et le Mas d'Antouère, rejoint l'alignement de Thau.

Dans l'espace qui nous intéresse présentement, son rejet vertical affaissant le compartiment oriental de ... à 100 mètres est moins important que le décrochement horizontal. Celui-ci est senestre pour le secteur Est, dextre pour le secteur Ouest et évalué à 600 mètres (G. ... 1957-1964, p. 37-38 et

F. ARTAUD et M. MATTAUER, 1969, pp. 290-291). Là encore, le jeu "normal" dont l'âge oligocène est avéré, au Sud, par les dépôts du fossé de Montarnaud (M. CASTEL et J. L. REILLE, 1968, pp. 164-165), a été précédé par l'action "en coulisse" forcément syn-tectonique (donc éocène) d'un accident qui est peut-être antérieur. En effet si ce décrochement affecte visiblement la couverture sédimentaire, la tectonique ultérieure en distension invite à mettre en rapport l'accident superficiel avec une suture entre des panneaux du socle sous-jacent. Quoiqu'il en soit cette fracture majeure a contribué à diversifier l'architecture des deux moitiés de l'anticlinal de Viols-le-Fort qui paraissent avoir évolué séparément.

(II) La partie occidentale de l'anticlinal de Viols-le-Fort :

Elle est marquée par un développement plus étendu du flanc méridional par comparaison avec le flanc septentrional, l'un et l'autre étant séparés d'une façon presque rigoureusement géométrique par l'accident axial du Château de Maure.

---- Cette faille de Maure apparaît, au Nord du Puéchabon (feuille de Montpellier, 1/20 000ème, n°1), comme normale et contraire, avec regard au Nord-Ouest; sur le bloc Nord-Occidental affaissé, découpé dans le même terrain du Jurassique supérieur que sur le bloc opposé et avec le même pendage que montre ce dernier, se trouve conservé un petit lambeau de Rognacien coiffant de la bauxite et révélant ainsi

la discordance fini-crétacée. Toutefois ces caractères ne se maintiennent pas longtemps au long de l'accident de Maure, en direction du Nord-Est. Alors que, pour le compartiment Nord-Ouest, les termes du Jurassique Moyen n'apparaissent que tout à fait à l'Est de cette portion occidentale, à l'approche de l'accident du Mazet, en ce qui concerne le compartiment Sud-Est, l'Argovien, puis le Rauracien affleurent après seulement un kilomètre et demi de parcours dans le même sens. Cela signifie que l'exaltation tectonique du compartiment Sud-Oriental est de beaucoup supérieure à celle du compartiment Nord-Oriental. Aussi le premier tend-il à chevaucher le second: la faille devient alors inverse, avec une pente du miroir de est vers le sud; à l'est de Maure, le cartogramme de la faille et J. MAURE exprime bien son caractère désormais chevauchant. Significativement, du reste, sur cette seconde partie de son tracé, la ligne de faille s'avère sinuose et les effets de la friction éprouvée au contact des deux blocs deviennent spectaculaires, soulignés par une zone de broyage pouvant atteindre une vingtaine de mètres de largeur. Dans la partie médiane le calcaire en plaquettes du Rauracien affleurant à la lèvre Nord-Ouest vient bouter contre la dolomie bathonienne. A l'approche de l'accident-limite du Mazet, c'est l'Oxfordien qui est affrenté à ce même étage du Dogger. On voit que, par le fait même, le rejet vertical s'y montre amoindri (M. GOTTIS, 1957-1964, p. 89)

----- La culmination structurale du compartiment Sud-Est est acquise au long du chevauchement interne, et aux environs mêmes du Château de Maure, grâce à l'affleurement du Bajocien. A partir de là les pendages apparaissent assez réguliers et modérés vers le Sud et l'Ouest, avec des valeurs de l'ordre de 20°. Toutefois ils s'accroissent au voisinage des horizons marneux de l'Argovien et du Séquanien, signe de légère disharmonie. Des failles transverses de décrochement décalant, en particulier, le sillon marneux de l'Oxfordien Callovien, apportent une perturbation autrement importante dans l'ordonnance des couches. Le phénomène de coulissage s'accompagne d'un effondrement de la lèvre orientale, ordinaire en ces plateaux. A cette occasion les pendages peuvent enregistrer une rotation de 90° du Sud-Ouest au Sud-Est. Entre faille de Maure et faille de Vailhauquès -le Mazet, l'accident transverse le plus important qui aborde les auréoles anticlinales à 400 mètres à l'Ouest du carrefour de la D.32 et de la D.27g. ne représente rien d'autre que le prolongement de la faille de la Boissière.

--- La dissymétrie fondamentale du pli a pour corollaire le rétrécissement du compartiment Nord-Ouest. Au Nord de la faille de Maure et à proximité de l'accident du Mazet, ce rétrécissement provient du laminage de couches redressées à la verticale, notamment pour le Rauracien et le Kimméridgien supérieur. Coincé entre le flanc Sud chevauchant et le grand mouvement anticlinal dit du pays de Buèges dont les enveloppes externes viennent border le bassin de St-Martin-de-Londres,

ce flanc Nord passe rapidement au repli synclinal intermédiaire de la Montagne de la Celette (St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6, cote 530) où est conservé le Portlandien à faciès tithonique. Le mouvement synclinal en cause se prolonge au Sud-Ouest en direction du lieudit "le Grand-Bois" (feuille de Montpellier 1/20 000ème n°1). Il est recoupé par un axe anticlinal secondaire, à peu près Ouest-Est qui fait affleurer le Séquanien sur la lèvre occidentale de la faille de Maure à hauteur du bas de Cournon, en dessinant un nez plongeant, pour s'épanouir ensuite dans l'aire de culmination du Bois de Fontanilles, elle aussi affectée par des failles transverses de décrochement (même feuille). Le croisement de cet axe synclinal Nord-Est, Sud-Ouest et celui de l'axe anticlinal secondaire Ouest-Est détermine ainsi une "selle", tout au moins dans la géométrie des couches.

(III)-La partie orientale de l'anticlinal de Viols-le-Fort.

Avec son coeur représenté par l'affleurement des calcaires dolomitiques du Jurassique moyen, au Nord de Viols-le-Fort même, ses auréoles qui l'enveloppent et que soulignent, quant à la lithologie et aux micro-reliefs qui en résultent, les alternances de couches calcaires et calcaréo-marneuses, sa terminaison périclinale où les marno-calcaires du Kimméridgien inférieur passent sous les dalles lapiasés du Jurassique terminal que l'on peut observer au long de la D.113 en direction de son carrefour avec la Nale 586, cette portion de l'anticlinal offre

un aspect un peu plus régulier que la partie déjà décrite. L'on y retrouve cependant, à peine plus discrets, des éléments de complication de style déjà connu.

--- C'est tout d'abord, prolongeant la faille de Maure, mais décrochée à 600 mètres au Nord par l'accident du Mazet, le contact anormal qui court de la bergerie du Patus au Château de Cambous, selon un tracé courbe et quelque peu onduleux limitant au Nord le noyau du pli. Mettant en contact vers ses extrémités Ouest et Est l'Argovien-Rauracien avec le Bathonien, son rejet vertical diminue dans sa partie centrale où c'est l'Oxfordien qui vient border l'Argovien-Rauracien, ceci à la faveur d'une petite cassure transverse. Son allure est chevauchante, exprimant un effet de compression venu du Sud; mais alors que vers la bergerie du Patus les couches du noyau sont renversées ou proches de la verticale, les pendages s'atténuent à l'Est de Cambous où la faille qui nous occupe "se manifeste alors, au sein d'une série normale en flanc Nord, sous la forme d'une bande étirée et schistosée". (M.GOTTIS, 1957-1964, p.92).

--- Au long du flanc Sud, la régularité des auréoles est défavorisée par quelques accidents Nord - Nord-Ouest, Sud - Sud-Est ou Nord-Est, Sud-Ouest, leur style est toujours le même: lèvre orientale effondrée et rejet en décrochement. Ils s'accompagnent parfois d'étirement et du laminage de quelques couches. C'est le cas du principal d'entre eux qu'on peut nommer

Bois de l'Olivier puisqu'il court au pied et à l'Ouest de cette croupe (feuille de Viols-le-Fort, 1/20 000ème, n°5-6). Laminant Rauracien et Kimméridgien inférieur, il prolonge, non sans relais, les accidents qui indentent la bordure septentrionale du petit bassin de Saugras.

--- Le compartiment défini au Nord de la faille de la bergerie de Patus-Château de Cambous appartient tout entier au flanc Nord. Les pendages y sont normaux à l'approche de la Nale 586 et de l'extrémité périantyclinale. Par contre, ils sont renversés (jusqu'à 30° Sud) dans la portion avoisinant Cambous. C'est ainsi que le Tithonique vient chevaucher l'Eocène du bassin de St-Martin-de-Londres. Celui-ci est représenté par des calcaires lutétiens, transgressifs sur le Jurassique puis par des marnes et macro-conglomérats dont les galets empruntaient leurs éléments aux pontes locales du pli. Les formations éocènes sont elles-mêmes tectonisées en un système frontal très serré où les plans stratigraphiques montrent un faciès de miroir de friction. M. DREYFUS et A. GOTTIS (1947-p.296 et fig.3) l'avaient interprété comme un système de micro-plis isoclinaux édifiés en réponse au renversement du flanc Nord de l'anticlinal de Viols-le-Fort. La cartographie de M. NATTAUER et J. MATTEI (1967) (feuille de St-Martin-de-Londres, près de la ferme de Bouis) réduit le système en cause à un ensemble de quatre écailles élémentaires de poussée, plus vraisemblable étant donné le style morphotectonique de l'évolution de cette architecture et, par conséquent, le fait que de telles figures

n'ont pu être acquises sous une charge lithostatique élevée. De toutes façons l'on retiendra (voir notre coupe ci-jointe), par rapport à l'Eocène moyen et moyen élevé fortement dérangé, le caractère spectaculaire de la discordance du calcaire à Potamides aproschema ludien et surtout de l'Oligocène inférieur conglomératique.

---- Problèmes posés par l'évolution morphotectonique dans le cas de l'aire anticlinale St-Loup, Viols-le-Fort:

Ce paragraphe pourrait se réduire à un simple rappel si l'évolution de l'aire anticlinale St-Loup, Viols-le-Fort s'alignait exactement sur le modèle du "pli" de Montpellier. Certes, les temps forts de la tectogenèse se retrouvent aisément, dans un cas comme dans l'autre. Mais le domaine des Garrigues du pays Nord montpelliérain n'est pas sans faire apparaître quelques traits singuliers susceptibles de nuancer localement le schéma d'ensemble proposé au chapitre II.

(1)-On identifie sans peine les deux phases de l'orogénie pyrénéo-provençale-

-- La plus ancienne est antérieure à la mise en place du calcaire lutétien. Elle se déduit de la transgressivité de ce dépôt tranquille dans un lac étendu, par rapport aux couches du Tertiaire inférieur, à divers termes, du Crétacé inférieur et même du Jurassique terminal. Cette formation lacustre

est donc venue fossiliser un biseau d'érosion, lui-même établi en fonction d'une déformation des assises antérieures, sans qu'il nous soit possible d'en reconstituer exactement la géométrie. En bordure du bassin de St-Martin-de-Londres, la discordance angulaire a néanmoins été appréciée comme avoisinant une dizaine de degrés (N.DREYFUS et M.GOTTIS, 1947, 1948 ; M.GOTTIS, 1957-1964)

-- De la phase majeure à l'Eocène élevé (Bartonien), nous possédons sur le contact de l'aire anticlinale St-Loup, Viols-le-Fort avec le bassin de St-Martin-de-Londres, la formation corrélatrice. Il s'agit d'une brèche de piedmont à blocs décimétriques ou encore plus grossiers passant vers le Nord et l'Ouest à des argiles. Les matériaux auxquels sont empruntés ces blocs sont locaux: calcaires de faciès Tithonique, éventuellement débris du Crétacé inférieur, Lutétien. Ils témoignent de reliefs surgis dans la zone axiale et de pentes fortes créées à partir de cette dernière, du moins sur le flanc Nord. En effet comme on n'a pas les équivalents de ces brèches sur le flanc méridional, il y a tout lieu d'admettre une certaine dissymétrie de ce paléo-relief dans le sens Nord-Sud. Il est possible aussi, étant donnée l'allure de leur répartition dans le bassin de St-Martin-de-Londres qu'il faille envisager une distribution dissymétrique dans le sens Est-Ouest. Dans cette hypothèse examinée par M.GOTTIS (1957-1964, p.107) la montée de l'anticlinal du St-Loup aurait pris une certaine avance sur celle du pli de Viols-le-Fort.

(II)- Toutefois trois faits d'observations retiennent l'attention :

D'une part la formation bartonienne n'offre pas l'apparence d'être localement discordante sur le Lutétien. Dans leurs affleurements actuels, brèche et argile ne débordent pas le calcaire lacustre dans le bassin de St-Martin-de-Londres. Mieux les deux horizons vont s'épaississant quelque peu vers le Sud et ne laissent pas entrevoir de différence angulaire.

D'autre part, la brèche est reprise, avec le Lutétien dans les figures tectoniques de pendage inverse de la zone frontale, notamment de part et d'autre de la D.32, de Viols à St-Martin en descendant vers le Mas de Bouis.

Enfin, les marnes et calcaires poreux à Potamides aporoschéma d'âge Ludien, se montrent transgressifs et localement affectés d'un angle de discordance élevé (45° à l'Est immédiat du Mas de Bouis), par rapport à un biseau d'érosion établi aux dépens des terrains précédents, en particulier de l'Eocène dont les figures tectoniques sont dissymétriques, avec des pendages de flanc sud beaucoup plus importants que ceux relevant du flanc nord. Il est donc évident qu'un épisode diastrophique vigoureux prend place entre les dépôts bartoniens et ludiens. Ces derniers s'installent, à leur tour, sur une topographie d'érosion ayant détruit une partie des reliefs afférents à cette phase. Les faits ci-dessus rapportés qui fondent ces propositions sont particulièrement évidents au Sud-Ouest du bassin de St-Martin-de-Londres; on peut donc penser que le pli

de Viols-le-Fort est plus particulièrement concerné.

(III)-A partir de cette étape, la cuvette de St-Martin ne fournit plus guère de renseignements précis quant à l'évolution de l'aire anticlinale qui la borde au midi.

Sans doute apporte-t-elle la preuve que les déformations se sont poursuivies un temps. Le calcaire à Potamides aporoschéma, épais de 25 à 50 mètres dans la partie septentrionale de son affleurement, se réduit à 5 mètres dans sa partie méridionale; inversement, les couches d'oligocène inférieur conglomératique montrent une puissance de 60 mètres au Sud, contre une trentaine seulement plus au Nord. Ces variations permettent à H. JOTTIS (1957-1964, pp.108-109) de souligner la persistance du mouvement subsidant et le déplacement de son ombilic. Toutefois les dépôts de l'Oligocène inférieur n'autorisent pas une description précise de l'environnement lacustre. Leur composition est mixte. Un premier stock (calcaires lutétiens, néocomiens, jurassiques et, avec eux, silex et chailles) pourrait avoir une origine locale; en fait, la présence du disthène, parmi les minéraux lourds du ciment gréseux qui consolide les éléments grossiers du conglomérat a convaincu L. J. JEANCON (1959, p.104) que ces débris empruntés à la couverture post-triasique sont en provenance des Garrigues du Nord et du Nord-Est. On doit compter, dans un deuxième stock, les galets de quartz et, plus rarement, de grés à ciment ferrugineux. On les rapprochera de minéraux lourds cévenols (tourmaline, zircon, rutil, anatase). Il

ne semble pas que les granites soient concernés, puisqu'il n'y a pas de feldspaths. Il s'agit plutôt d'une contribution de la couverture triasique des Cévennes où des mouvements encore modérés paraissent s'esquisser (voir Chapitre I). Point de fourniture de la Montagne Noire en revanche, les galets noirs quelquefois signalés sont des chailles du Jurassique et non des Lydiennes du paléozoïque. Il reste que localement, ce remplissage lacustre est bien une formation de grand transport, tout à fait conforme à la définition de l'Oligocène conglomératique dans l'ensemble du Bas-Languedoc. Il témoigne seulement d'une topographie d'aplanissement en voie de réalisation avancée créée aux dépens des ruines de l'édifice pyrénéo-provençal. Les déformations parallèlement enregistrées par le bassin de St-Martin-de-Londres, ne sont pas assez v.oureuses pour qu'on puisse y trouver un argument contraire. Et, du reste, à la même époque, le bassin de Montarnaud recueille des débris de même caractères, mais venus du Sud, preuve que le renversement de la pente régionale n'est pas encore un fait acquis (M.CASTEL et J.L.REILLE, 1968, pp.164-165)

Ce mouvement de bascule vers le Sud intervient avec la crise "cévenole" de l'Oligocène moyen, marquée, comme l'on sait, par un jeu en distension des failles transverses à la structure pyrénéo-provençale et qu'attestent, au plan local, la brèche des Matelles proprement dite et les brèches équivalentes strictement limitées au pied des abrupts tectoniques dans les bassins qui ôbrèchent, au Sud, les plateaux de Viols-

le-Fort et du Relais des Chênes. Ainsi la grande surface d'aplanissement de l'Oligocène inférieur se disloque. Avec le climat très contrasté et peut-être assez humide de l'Aquitanien, un réveil de l'érosion se manifeste. Les témoins ne sont pas à rechercher dans le bassin de St-Martin-de-Londres, mais dans celui de Montarnaud, ce qui confirme bien l'inclinaison d'ensemble vers le Sud, Sud-Est: la brèche de l'Oligocène moyen et le calcaire de même âge à laquelle elle passe latéralement y sont surmontées par des marnes ocres incluant des conglomérats à ciment argileux et disposés "en chéneaux" dont les galets surtout calcaires et mal roulés (signe de transports seulement moyens) sont imbriqués de telle sorte que leur provenance septentrionale ne peut faire de doute (A. CASTEL et J. L. KELLER, *ibid.*) Cet épisode glyptogénique ne traduit pas à notre sens, la dégradation mais plutôt la regradation de la topographie du plateau de Viols-Relais des Chênes, puisque la plupart des failles oligocènes y sont nivelées. Les formes de dégradation qui y existent sont, comme on le verra, à mettre en relation avec l'évolution du réseau hydrographique local, donc bien postérieures.

(IV)-Reste à savoir si la crise oligocène suffit à justifier la fière pyramide du St-Loup. A notre avis, elle a plutôt préparé les conditions favorables à son érection dont les phases décisives doivent être ultérieures.

Certes, nous avons présente à l'esprit la remarque faite sur le terrain par A. BIRROT qui soulignait combien la lithologie et la structure (calcaires massifs à gros bancs

redressés) sont ici favorables à la conservation d'un relief résiduel. Toutefois, si le St-Loup était ainsi dressé vigoureusement depuis l'Oligocène moyen élevé, il ne serait pas possible d'admettre qu'il n'ait été sérieusement amenuisé par l'érosion depuis ce temps. On devrait donc rencontrer plusieurs nappes de dépôts détritiques à sa périphérie, chacune, correspondant à telle des crises glyptogéniques qui se sont succédé depuis la fin du Paléogène. Cimentés vers le Puech camp, libres, au contraire, dans le ravin de la ferme de l'Hubac comme sur la face Nord du Pic, les abondants macro-éboulis, bien que non rigoureusement datés, n'ont aucun cachet ancien. Ils relèvent très vraisemblablement des temps quaternaires.

Par ailleurs, la tectonique oligocène revêt, dans l'ensemble du Bas-Languedoc, un style bien défini: jeu en dis-tension de failles découpant le pays en marches d'escalier ef-fondrées au Sud-Est. C'est d'un autre type que se réclame le St-Loup, montrant un vigoureux relèvement du flanc inverse. La surface d'érosion sannoisienne, regradée comme on l'a dit, se perd brutalement au Nord de la combe de Mortiès. Lorsqu'on l'observe de profil, depuis les environs de St-Mathieu-de-Trévièrs, on ne peut échapper à l'impression, qu'en même temps que la structure et la tranchant, c'est cette surface elle-même qui a été ployée au Nord de ce massif de Garrigues.

La gravimétrie peut fournir une justification. Mesurée en 1945-46 par la Compagnie générale de Géophysique, celle-ci fait apparaître une anomalie de Bouguer négative, correspondant

précisément à la pyramide du calcaire jurassique supérieur et qui ne se retrouve plus au niveau des Matelles (N.GOTTIS, 1957-1964, p.111) Il faut donc admettre que la couverture sédimentaire est plus épaisse et le socle plus éloigné en profondeur à cet endroit. C'est en somme, reconnaître, sous une forme différente, à partir d'une technique d'approche plus indirecte, l'importance de l'invagination des terrains dépendant de l'aire de St-Martin-de-Londres sous la masse du St-Loup . Préparé par l'orogénèse pyrénéo-provençale, ce phénomène n'a pu qu'être favorisé par le renversement de la pente régionale vers le Sud et le Sud-Est. Il met en cause les panneaux du socle tout autant que leur couverture. Mais, à partir de l'Oligocène moyen élevé, il ne peut plus être interprété comme un chevauchement du St-Loup sur le bassin de St-Martin. Il doit être conçu, au contraire comme un glissement de l'aire de St-Martin sous celle du St-Loup. Une telle déformation a dû s'affirmer durable, au fur et à mesure que s'accentuait la pente régionale vers le golfe du Lion.

Pour ces raisons, nous considérons comme jeune (édifié du Néogène au Quaternaire ancien) le sommet qui accidente, seule forme hardie de son espèce, l'horizon montpelliérain. Mais il appartient à un type de lisière par rapport à la mosaïque des panneaux selon laquelle le paysage languedocien nous paraît découpé. D'un point de vue proprement morphologique c'est bien davantage l'évolution des plateaux qui doit retenir l'attention.

C- Le modelé du plateau de Viols-le-Fort, Relais des Chênes:

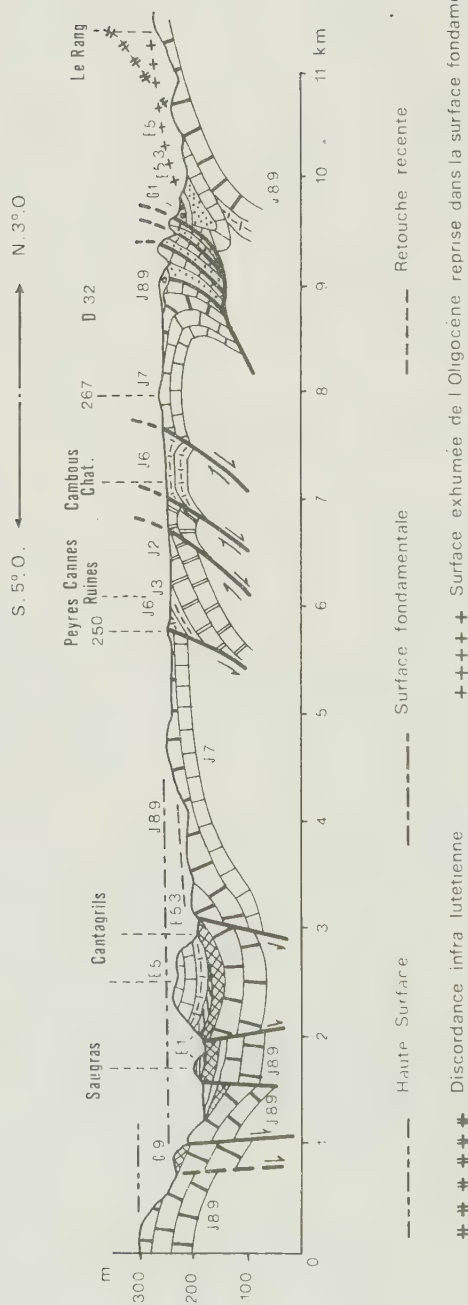
Ce plateau revêt une apparence plus monotone que le Causse d'Aumelas précédemment étudié. Pourtant, culminant à des altitudes semblables, voisines de 300 mètres(étant exceptée l'aiguille du St-Loup), il définit, sculptée aux dépens d'une structure un peu moins complexe et dans un cadre lithologique où le faciès tithonique prend une grande importance, le même type de topographie.

(I)-La haute surface du Bas-Languedoc, point de départ de l'évolution:

Cette topographie dérive de la haute surface du Bas-Languedoc, présumée d'âge sannoisien comme on l'a vu dans notre troisième chapitre, en tout cas la plus ancienne des surfaces de nos Garrigues. Identifiée sur le Causse d'Aumelas, il nous suffira de rappeler, ici, qu'on la suit de proche en proche avec ses cotes approchant de très près ou excédant de très peu 300 mètres, cotes caractéristiques de ce secteur, depuis le Causse pré-cité jusqu'au plateau qui nous occupe présentement, en passant par le relais des Corrèges et du Bois de l'Arboussas, aux environs de la Boissière, des bois de Capion, de Bringou et de la Rouvière, pour ceux de Montarnaud.

Bien entendu, cette surface, remontant haut dans le passé géologique, n'est pas intacte. Son altitude véritable ne

Fig. II5 .



Coupe du bassin de Saugras au S.O du bassin de St. Martin de Londres , à travers le Cause de Viols le fort , à hauteur du chateau de Cambous

Feuilles de Montpellier et de St Martin de Londres au 50 000 ème

se retrouve qu'au sommet des croupes en contre-bas desquelles se développent des formes de dégradation, sur une distance verticale atteignant parfois de 30 à 60 mètres; nouvel exemple d'évolution de nature appalachienne.

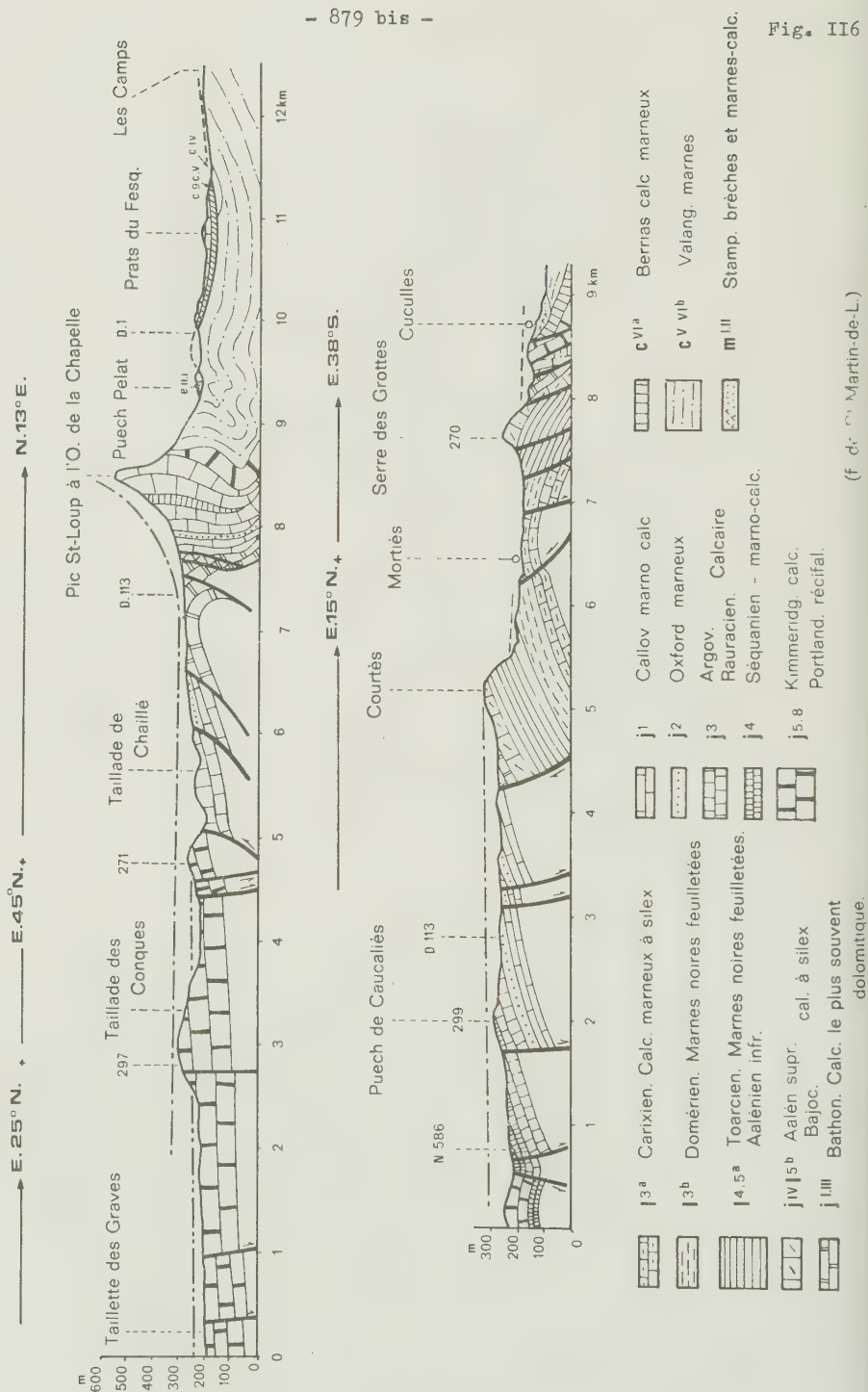
(II)-Les styles appalachiens:

On en relève deux :

--- Celui de l'aire de Viols-le-Fort se caractérise par la belle continuité des sillons mettant en valeur les couches faibles. Ainsi la longue dépression empruntée par la D.32 (Montpellier, 1/20 000ème, n°1) entre la cote 294 et le Château des Matelettes, coïncide avec le mince affleurement des assises oxfordiennes et argoviennes, entre les croupes du Callovien supérieur et du Rauracien calcaires dont le commandement n'excède d'ailleurs que rarement 20 mètres; à la mare des Matelettes, près de la maison cantonnière ruinée, l'affouillement des marnes a permis de mettre en évidence les preuves du mouvement régressif puis transgressif expliquant la minceur des couches en cause.

Un peu plus au Sud, un autre sillon, encore moins profond correspond à l'affleurement des calcaires en petits bancs du Séquanien. On le situe, par exemple, sur la feuille de Montpellier au 1/20 000ème, n°1, entre le Perfach et la cote 301, au midi du Château des Matelettes. Si faible que soit la dénivellation ainsi créée, elle a pu servir de repère lors des levés, les auteurs de la deuxième édition de la carte géolo-

GARRIGUES DU ST-LOUP - SURFACE D'APLANISSEMENT ET RELIEF DIFFERENTIEL



gique de Montpellier au 1/50 000ème soulignée, en outre par l'absence de lapiés en ce terrain. L'enceinte extérieure des croupes taillées dans le Tithonique apparaît, au-delà, avec netteté.

Dans toute la partie Ouest de l'anticlinal de Viols-le-Fort, le rejet horizontal des failles de décrochement demeure assez faible pour que la continuité des deux sillons en cause ne soit pas sérieusement interrompue. Il n'en est plus ainsi au-delà du grand accident du Mazet. Dans cette partie orientale, le plongement périanticlinal des couches, combiné avec le jeu de la faille du Bois de l'Olivier à compartiment Sud-oriental effondré, ont eu pour effet de porter le Séquanien au contact de l'Oxfordien à quelques 500 mètres du Château de Cambous. Il en résulte un secteur déprimé, sans grand caractère. Cette topographie en sillon ne se retrouve pas davantage dans l'aire du St-Loup.

--- Le style appalachien, dans l'aire du St-Loup est en effet, discontinu. De la sorte, ce sont, ici, les croupes de roches résistantes qui sont les plus aisées à mettre en évidence. Elles se dressent souvent isolées et il faut reconstituer leur alignement par la pensée pour les rattacher aux divers enceintes auxquelles elles appartiennent. L'enveloppe la moins démantelée, malgré la présence de nombreux accidents rayonnants est celle du Bajocien qui enserme étroitement la Combe de Mortiès. Au Rauracien calcaire se rattachent les buttes cotées 271, 277, 286 à proximité de la Taillade de Chaillé

(feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8). C'est le Tithonique qui arme les Puechs cotés 297,7 et 271, respectivement au Sud de la Plaine de Seuilles et du Bois des Moines (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8).

--- Comment rendre compte de ces deux styles dissimilables? La lithologie fournit certainement une partie de l'explication recherchée: nous avons, à sa place, noté le développement "en îlot" latéralement restreints mais de grand développement vertical, des calcaires purs au sein d'ensembles plus marneux pour les horizons moyens de la série Jurassique. On comprend, de ce fait, certaines des buttes isolées signalées ci-dessus.

Mais cette justification ne vaut pas pour les Puechs découpés dans le Jurassique supérieur. La densité et la vigueur d'entaille des thelwegs, notamment orthoclinaux, interviennent également, beaucoup plus remarquables dans l'aire du St-Loup que dans celle de Viols-le-Fort.

Dans la zone peu disséquée qui s'étend de cette dernière localité à la Plaine de Seuilles, les vallées sont davantage susceptibles d'inondation exceptionnelles que d'écoulement épisodiques. Colmatées de terra rossa mêlée de gélifracsts, localement surcreusées elles portent les marques de leur désorganisation par le karst. Il convient donc de tenir compte de la dissolution parmi les processus responsables du commandement des Puechs appalachiens. Mais le modelé de leur flanc comme

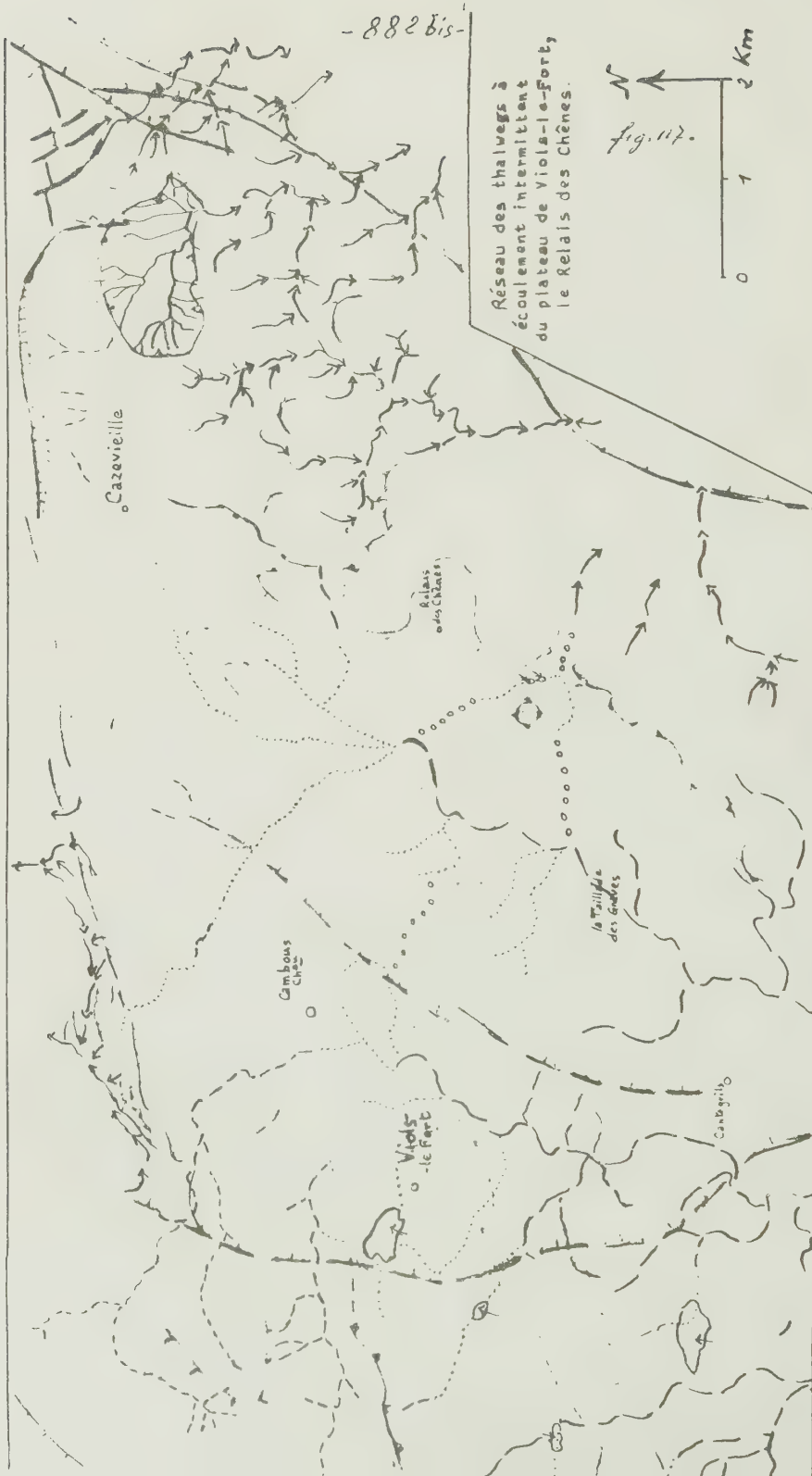
celui de leur pied est encore digne d'attention: il s'agit là d'un problème de morphologie climatique que nous étudierons après ceux que posent le réseau des petits thalwegs et l'influence du karst.

(III)-Le réseau de thalwegs du plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes, et le karst-

Quatre familles principales de thalwegs apparaissent à l'analyse du terrain, de la photographie aérienne et de la carte. Nous laisserons provisoirement de côté la plus restreinte qui correspond au chevelu serré et rayonnant des ravineaux rejoignant le ruisseau d'Yorgues dans la Combe de Mortières et d'ailleurs responsables de son affouillement dans les marnes du Lias. Examinons au contraire les trois familles les plus abondamment représentées.

-- L'une concerne des thalwegs courts à assez courts: jamais moins d'un kilomètre de longueur; rarement plus de deux. Ce médiocre développement ne leur interdit pas une certaine hiérarchisation. C'est que les écoulements s'y sont montrés actifs en fonction de leur localisation sur les bordures Sud-occidentale et orientale du massif calcaire d'où des orientations Est-Ouest ou Ouest-Est. De sorte le creusement linéaire s'est trouvé sollicité par le bas niveau de base local progressivement réalisé dans les bassins bordiers. Encore aujourd'hui leur pente longitudinale permet d'assez fréquents écoulements épisodiques. Leur profil en travers, en forme de V, témoigne

- 882 bis -



1 : Vieux thalwegs sans incision, désorganisés par des déversements et par le karst.

2 : Anciens cours abandonnés probables.

4 : Thalwegs rajeunis de la bordure de "bassins" excavés.

5 : Thalwegs entaillés sous cônes rocheux et pédiments de

d'une incision vigoureuse du terrain, les versants couvrant une dénivellation verticale fréquemment de l'ordre de 50 mètres. Appartiennent à ce type: le ruisseau de Grigoulet, affluent de celui des Corbières (pour la partie Sud de la bordure occidentale; feuille de Montpellier, 1/20 000ème, n°1); les vallées de Restinclas, de l'Yorgues, de Rendauduc la Combe de Galabert (pour la bordure orientale, feuilles de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8 et de Montpellier, même échelle, n°3).

--- Une autre famille permet de regrouper des thalwegs relativement longs d'orientation grossièrement Nord-Sud. Parmi eux, la Déridière se développe sur plus de 6 kilomètres de longueur, sans tenir compte des sinuosités qu'elle dessine. Toutefois, la situation de son bassin, proche de la lisière Est du massif, explique que la vigueur de l'entaille et le profil en travers soient, pour ce thalweg, très proches de ceux décrits dans la famille précédente. Il n'en va pas de même pour la Combe de Mas Viel-Combe de Truc de Peyrols (feuille de Montpellier, 1/20 000, n° 2) et pour l'Arnède (feuille de Montpellier 1/20 000ème, n°2) l'une et l'autre deux fois plus longues que la Déridière (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7) et occupant une position plus centrale. Dans ces deux derniers exemples, on peut, pour l'espace correspondant à la feuille de Montpellier, mettre en évidence, deux stades de creusement. Le plus récent a créé un thalweg relativement profond et étroit, Mais, entre cette entaille ultime et le niveau de la surface sannoisienne, prennent place d'amples

versants aux allures de pédiments rocheux, en faible pente qui représentent un stade antérieur du creusement. De la sorte, les dernières incisions de l'Arnède et de la Combe de Mas Viel sont comme taillées dans des couloirs de faible déclivité latérale et subordonnés de quelque cinquante mètres aux témoins de la surface sommitale. Celui de la Combe de Mas Viel, observé de loin depuis la Male 109, au Sud, apparaît d'une remarquable ampleur, vers la Taillette des Graves où sont conservés des cailloutis siliceux remaniés du haut aplanissement. Sans avoir encore reçu d'explication, il a été noté par C. CORNET (1973). Relevons pour notre part que, si elle a un sens, c'est bien ici que l'expression d'emboîtement des formes, formes doit être employée. Malgré la présence de nombreux accidents cassants, d'ailleurs nivelés, il ne saurait, en effet, être question de voir dans ces couloirs déprimés de simples portions de la haute surface tectoniquement abaissés, comme c'est le cas pour le bloc Mont Bouras - Bois des Traverses à demi séparé de l'ensemble de nos plateaux par la vallée de ligne de faille de la Bergerie des Tribes, d'ailleurs hydrologiquement désorganisée par capture puisque exploitée actuellement par deux écoulements de sens contraire: l'un au Sud, rejoignant le Val de St-Gély près du sommet de Matour, l'autre au Nord, conquis par la Combe de Galabert en direction des Matelles.

--- Une famille de thalwegs très différents, aux formes très effacées, peut être mise en évidence dans le haut des moyens bassins de l'Arnède et de la Combe de Mas Viel, soit

dans la partie la plus centrale et la plus compacte de nos plateaux. Ils ne connaissent plus d'écoulement superficiel observable-sauf, sans conteste, un sous-écoulement de type alluvial, d'ailleurs discontinu pouvant passer à l'inondation exceptionnelle des points bas, selon les processus décrits pour le Larzac. Aussi la carte topographique, même à l'échelle du 1/20 000ème, n'y figure-t-elle aucune indication de flux hydrologiques, seraient-ils épisodiques. Elle ne raccorde pas les très hautes branches (Vallée de la Jasse Neuve - Bergerie du Patus pour l'Arnède, thalweg au pied du Bois de l'Abric pour la Combe de Mas Viel- feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6) avec les segments subméridiens que nous avons décrits au paragraphe précédent. Pourtant ce raccord existe: on l'observe du Pic St-Loup où le colmatage de terra rossa apparaît nettement avec une végétation comportant davantage d'herbacées, distincte de celle des Garrigues encadrantes, végétation qui dessine des lits sans incision notable, mais selon un tracé méandrex incontestablement fluvial. Les tracés en cause peuvent d'ailleurs, comme le montre la carte ci-jointe, être reconstitués à partir des courbes du 1/20.000ème. Les branches principales sont d'orientation Ouest-Est et Nord-Ouest, Sud-Est. Les vallées qu'elles dessinent comporte des étroitures relatives lors du franchissement des auréoles de roches massives (par exemple, le calcaire kimméridgien, au Bois de l'Abric); elles s'élargissent en "plaines", véritable petits poljés, dans les bandes faibles des marno-calcaires et même quelquefois

dans les calcaires magnésiens qui fixaient les anciennes confluences (Devois des Bouufs, Flanasse de la Bure, tènement des Condomines, Plaine de Seuilles). Certains thalwegs sont surcreusés par des dolines (Caunas) et bordés d'avens (Aven Vidal). Les deux cours principaux de l'Arnède et de la Combe de Bas Viel se signalent par un coude presque à angle droit sis respectivement à proximité du Château de Cambous et au Sud de la Hale 585 près du carrefour de la D.113 e. Par ces coudes l'on rejoint le type des thalwegs à ample couloir de pédiments, plus haut examiné. Par contre, si l'on prolonge les segments d'abord, un ensemble de dépressions et de cols peu marqués, suggère la continuation du réseau Ouest-Est et Nord-Ouest, Sud-Est dont les branches convergent vers un point de la Commune de Viols-en-Laval, coté 217 sur la feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6. De là un thalweg fort et surcreusé de dolines se dirige, au travers des formations du jurassique supérieur vers un magnifique entonnoir de percée orthoclinale aujourd'hui privé d'écoulement entre la croupe de Laurières (297m) et celle cotée 290 proche du Lac des Plantiers; il n'y manque même pas la butte témoin détachée de l'enceinte tithonique avec le luech Ostreous (252m) -- feuille de Montpellier, 1/20 000ème n°2. Les deux coudes pré-cités signalent donc un incident important dans l'évolution du réseau hydrographique de ces plateaux, plus probablement déversement que capture comme on le verra. L'Hypothèse est d'autant plus solide que le réseau Ouest-Est ou Nord-Ouest, Sud-Est a laissé, là même où il s'effaçait,

tronçonné par les écoulements superficiels méridiens, un héri-tier souterrain, fidèle à l'orientation primitive et représenté par le cours hypogé du Liron dont P.DUBOIS (1964) a montré qu'on pouvait le repérer en surface en cartographiant les avens, significativement groupés. Un certain nombre d'entre eux fonctionnent en cheminée d'équilibre avec des variations de niveau qui sont synchrones aux oscillations de débit de siphon de sortie.

Au terme de cette analyse on peut donc classer chronologiquement ces types de thalwegs aujourd'hui si peu fréquemment fonctionnels et cependant si différents. 1)-Les thalwegs effacés, colmatés, oblitérés et soutirés par le karst, tronçonnés par des phénomènes de déversement, de direction Ouest-Est à Nord-Ouest, Sud-Est sont évidemment les plus anciens. 2) Les types subméridiens à deux phases de creusement, la première donnant d'amples versants en pédiments, représentent un deuxième système puisque les déversements se sont accomplis à leur profit. 3) En troisième lieu ont été creusés les thalwegs courts et vigoureux des lisières occidentale et orientale du massif, en relation évidente avec le déblaiement des bassins bordiers. 4)-Enfin le type le plus récent, pour ne pas dire actuel est celui de la Combe de Mortiès.

Le vieux réseau montre des sources situées sur la bordure du bassin de St-Martin-de-Londres et dans l'aire anticlinale dite du Buèges. Il obéit donc à des pentes créées au Néogène comme il ressort des conclusions que nous avons proposées tant dans ce chapitre même que dans notre chapitre II concernant

les secteurs en cause. Le réseau subnérédien a été favorisé par le mouvement de bascule régional vers le Sud. C'est cette conformité de son orientation avec la pente régionale qui explique qu'entaillé vigoureusement dans les calcaires purs du Jurasique supérieur, il ait été tari en pleine jeunesse après une reprise d'érosion inscrite sous le niveau des versants glacis, sans pourtant avoir été préalablement rendu méconnaissable par le karst. Cette vigoureuse dissection comme le creusement du canyon de l'Hérault et le déblaiement des bassins au Sud-Ouest, au Sud et à l'Est étaient d'ailleurs nécessaires pour assurer un soutirage assez actif, capable de surcreuser de dépressions fermées les thalwegs autrement orientés. Les parties hautes du cours moyen de l'Arnède et de la Combe de Mas Viel en sont un exemple. Mais plus significatif sans doute est celui de la vallée morte qui parcourt vers l'Ouest puis vers le Nord l'extrémité occidentale du Causse de Viols-le-Fort, perchée à 200 mètres au-dessus du canyon de l'Hérault incapable d'entailler le massif calcaire aussi rapidement que ce fleuve et de ce fait tarié par soutirage. La coupe transversale que nous donnons de son thalweg montre que l'épisode de désorganisation karstique succède à l'établissement des grands versants-pédiments.

L'analyse de ces réseaux paraît donc bien confirmer les étapes du diastrophisme relativement récent dont nous avons avancé l'hypothèse en pays montpelliérain. L'on sait, toutefois, que le diastrophisme prépare des bouleversements de tracé qui ne se réalisent qu'à la faveur de crises climatiques favorables.

La succession d'un épisode de pédimentation et d'une phase de désorganisation karstique est, du reste, une invite à prendre en considération les aspects climatiques du modelé de nos plateaux.

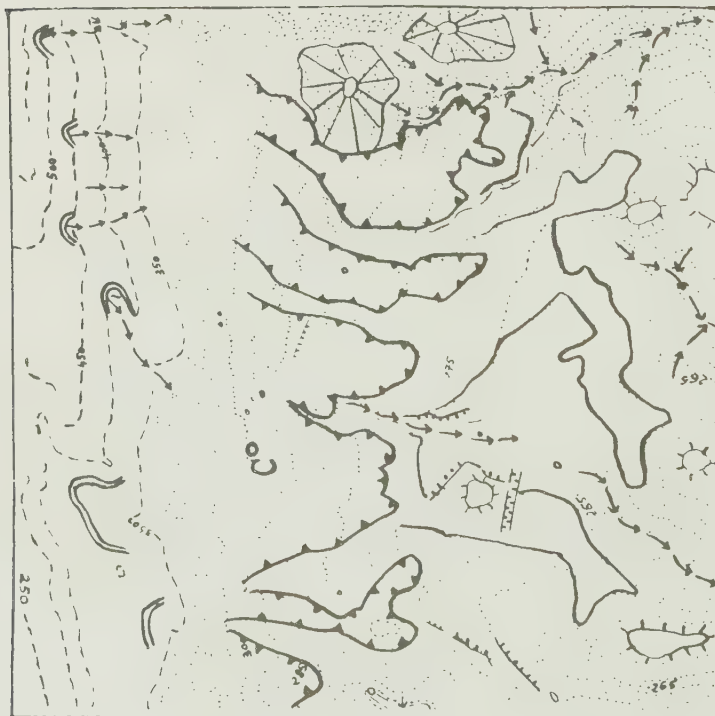
(IV)- Les aspects climatiques du modelé des plateaux de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes.

Sous ce titre nous désignons plus particulièrement trois formes fréquemment associées: les flancs de vallées à allure de pédiment, les cônes rocheux et les hauts de versants des croupes d'origine appalachienne.

--- Les cônes rocheux représentant l'élément le plus original. La carte que nous en donnons, figurant le modelé de la région de Cazevieille, permet de rassembler les éléments d'une diagnose sans équivoque.

Ils occupent à l'aval moyen du revers du St-Loup, un espace où la carte au 1/20 000ème de St-Martin-de-Londres montre des courbes de niveau, subparallèles, l'une par rapport à l'autre, dessinant une topographie dont l'allure générale est aplatie, inclinée vers le Sud selon une pente progressivement décroissante, pour une dénivellation d'environ 80 mètres sur une distance d'un peu moins d'un kilomètre. Le profil transversal, orienté d'Ouest en Est laisse paraître de mêmes irrégularités: d'insensibles thalwegs y séparent des croupes surbaissées.

Aucune indication hydrographique n'est portée par les cartographes de l'I.G.N. au niveau de ces thalwegs indécis.



Cazevielle, hameau (2. de St- Martin-de-
Londres, 1/20 000ème, Mm 7-8).

Courbe de niveau de l' arête du Pic St- Loup.
ég. 50 mètres.

Courbe de niveau sur le plateau du Relais des
Chênes, ég. 10 mètres et courbe intercalaire,
ég. 5 mètres.

Petit abrupt rocheux.

Butte structurale.

Groupe appalachien: donnant le niveau de la sur-
-face d' aplanissement sommitale, avec versées
à longue section rectiligne (famille des pentes
de Richter).

Doline.

Cônes rocheux débouchant sur un pédiment coales-
-cent dans des calcaires et varno-calcaires
allant du Kimmeridgien (au Nord) au Callo-
-vien (au Sud).

Entonnoir d' anent.

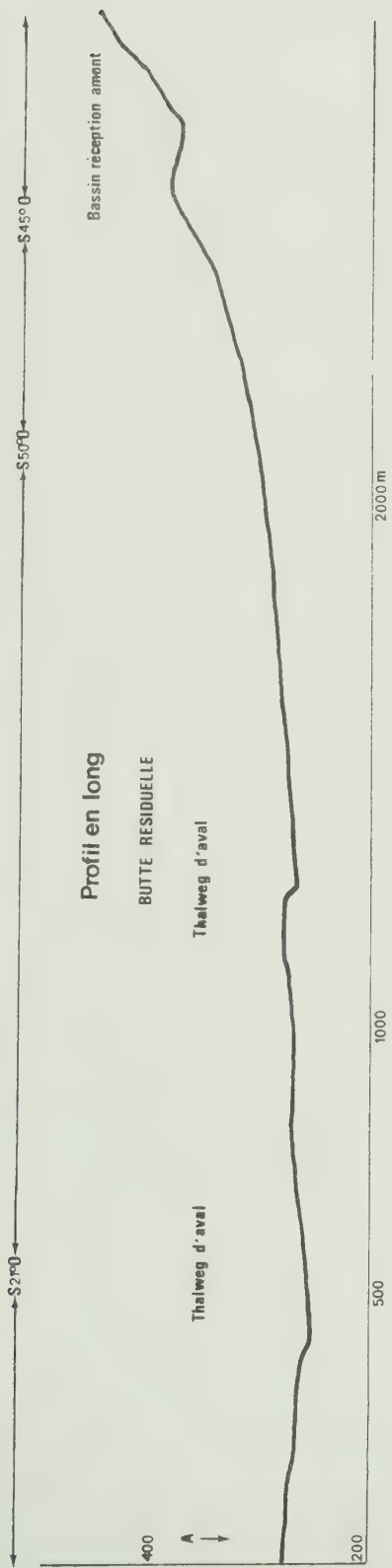
Thalweg à écoulement intermittent.



Cônes rocheux de la retombée méridionale du St - Loup

CONES ROCHEUX AU SUD DU ST LOUP

FEUILLE DE ST MARTIN DE LONDRES



- 889 ter -

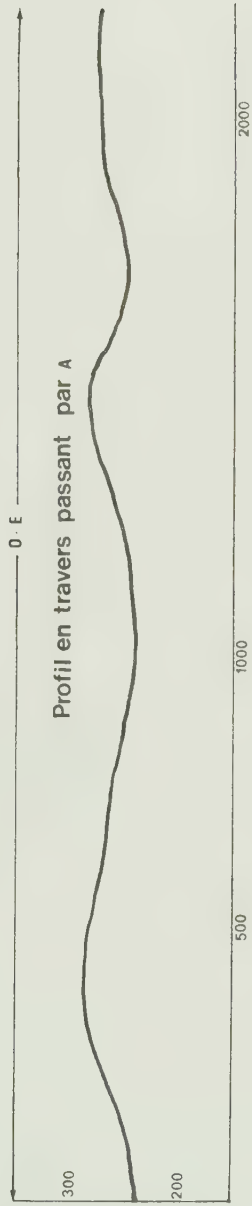


Fig II9 .

Mais, si on les remonte, on s'aperçoit que leur section amont s'entaille avec vigueur dans le flanc méridional du Pic et se termine par un entonnoir torrentiel bien dessiné. De même, à l'aval, ces thalwegs, si peu marqués sur une partie de leur tracé, connaissent de nouveau une incision vigoureuse. Il y a donc un segment moyen où les eaux concentrées à l'amont sont mal contenues en cas de fortes averses, ne se rassemblant linéairement que plus bas. C'est la définition même des cônes rocheux. Longues croupes surbaissées ils se juxtaposent, plus ou moins coalescents, prolongeant les appareils torrentiels élémentaires qui les ont modelés et ont répandu à leur surface une mince couverture limono-graveleuse. C'est à l'aval seulement qu'ils se détachent bien les uns des autres, du fait de l'entaille renouvelée des thalwegs: les courbes de niveau, comme on le voit sur notre représentation cartographique, dessinant une pointe caractéristique.

Nivelant la faille qui passe au Sud de Roubiac, bi-
seautant successivement les couches du Séquanien, du Rauracien et de l'Argovien Oxfordien, cette topographie appartient bien à la famille des formes d'érosion.

La carte précitée, comme le profil qui lui est joint et qui en complète les enseignements, permettent de préciser la position chronologique de ces cônes rocheux relativement aux autres figures du modelé. Ils contournent des bosses de terrain d'allure résiduelle : ils sont donc étrangers à l'éla-

boration de la surface sommitale de ce plateau qui leur demeure antérieure. La position en contrebas de la doline anonyme que signale une mare à 900 mètres à l'Ouest. Sud-Ouest de Cazevieille, ne permet pas de douter que les formes de dégradation karstiques subaériennes ne leur soient postérieures. Du reste, la terminaison aval des cônes les montre plus vieux que les entailles des thalwegs paralysés par le karst. Il y a plus: dans ce même secteur aval, les cônes rocheux paraissent dominer faiblement- de quelques mètres - les versants en forme de pédiments qui ont précédé l'inscription des thalwegs. Si, par conséquent, l'on admet que ces versants- pédiments sont bien un héritage du Quaternaire ancien comme nous l'avons suggéré, il faut reporter l'élaboration des cônes à l'aube de Pléistocène et peut-être à la fin des temps tertiaires. L'on objectera, sans doute, qu'ils ont pu demeurer fonctionnels beaucoup plus tard. J. NICOD (1967-pp.95 à 101), à propos de types semblables, accepte une datation du Quaternaire inférieur, mais admet des possibilités de regradation récente (Majastre) et même une véritable évolution polygénique (le Cendrier). Nous avons trop souvent insisté sur l'idée- capitale à nos yeux - qu'une forme, demeurée longtemps exposée aux actions subaériennes après sa création, en enregistre les effets, regradant ou dégradant pour ne pas refuser au moins une activité d'entretien aux cônes rocheux de Cazevieille. Mais ils demeurent légèrement perchés au-dessus des autres figures du modelé.

Par ailleurs, le matériau ainsi sculpté comporte, à côté de marno-calcaires vulnérables, des faciès carbonatés purs et résistants. De la sorte la question de la datation ne peut être séparée de la référence aux processus responsables. Et, de ce point de vue, les flancs à section rectiligne des buttes appalachiennes et les versants en forme de pédiment des vallées mortes ne posent pas un problème moins ardu que les cônes rocheux.

--- L'élaboration de telles formes exclut une absorption karstique généralisée et massive. Elle implique des précipitations massives, ce qui n'est nullement contradictoire avec la proposition précédente: la saturation d'un réseau souterrain encore peu développé constituant sans doute l'un des modes les plus efficaces d'imperméabilisation de nos plateaux calcaires. De fortes chutes d'eau sont en tout cas nécessaires tant pour permettre la vigueur des écoulements étalés qui s'appliquent aux trois catégories en cause, que pour assurer le transport des débris et, par là, le renouvellement de l'exposition de la roche. De ce point de vue, la minceur de la couverture actuelle paraît bien fournir la preuve de l'activité d'entretien envisagée plus haut. Partout la roche apparaît en surface entre des placages de terra rossa, emballant les petits débris calcaires. Ici travaillée en Spitzkarren, elle se montre là à l'état de lapiés élémentaire, utilisant les joints de stratification recoupés en oblique par le biseautage. Dans le Rauracien, en particulier, l'un et l'autre type portent témoignage

de la résistance de la roche. Aussi voit-on mal comment le simple rill wash, même aidé par quelques écoulements exceptionnels de type sheet flood, ont pu effectuer seuls le travail d'érosion dont on constate les effets. Nous croyons qu'une préparation a été nécessaire: dissolution et formation d'un regolithe sous le masque des sols forestiers. Ensuite, seulement, une crise rhexistasique mettant en péril la protection végétale a pu procéder au déblaiement des débris et accentuer l'usure des têtes rocheuses demeurées en saillie. Rien n'interdit de penser que la combinaison de ces deux phases soit intervenue plusieurs fois, avant même l'intervention des froids rigoureux. Ce que nous savons des climats du Tertiaire terminal et du Quaternaire ancien convient parfaitement à ce schéma. Au passage, l'on remarquera qu'il implique plutôt le renouvellement que la perennité de l'exposition de la roche dont il était question ci-dessus. En ce qui concerne les trois types de formes considérées, il est toutefois évident que les durées d'élaboration ne sont pas les mêmes. En position d'étage intermédiaire entre le fond des thalwegs entaillés et les cônes rocheux, les versants en forme de pédiments ont dû être créés en un temps relativement bref. Epaulés au Pic St-Loup, formes "climatiques" mais exploitant la pente héritée de l'ultime surrection de ce sommet, les cônes rocheux ont pu disposer d'une durée de façonnement initial plus importante, sans même considérer leur probable regradation ultérieure. Quant aux flancs des buttes appalachiennes, leur élaboration s'est évidemment étendue à travers toute la période

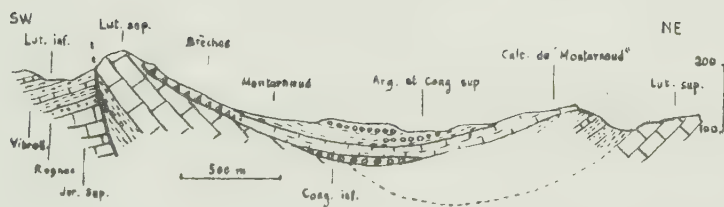
de dégradation- essentiellement plio-quaternaire - de la topographie d'aplanissement. De telles remarques sont autant d'arguments en faveur du polygénisme admis en Provence par J. NICOD (ibid.); il demeure néanmoins que la hiérarchisation des formes, apparente sur les documents graphiques que nous proposons, tend, alors même que ce polygénisme est admis, à mettre l'accent sur l'importance de la fin des temps tertiaires et surtout du Fléistocène ancien.

2 - Garrigues et "bassins" au Sud du plateau de Viols-le-Fort, le Relais des chênes:

a) Caractères structuraux-

Limité au Sud par le "synclinal" de St-Paul et Valmalle dont l'unité apparaît mieux par l'alignement des formations tertiaires sur la carte géologique, notamment les formations vitrolliennes, qu'elle ne se montre évidente sur le terrain, cet ensemble se caractérise par la répétition des mêmes éléments du paysage: De lourds plateaux aplanis du substrat tithonique se terminent à l'Est sur des abrupts rigides de failles et s'ennoient à l'Ouest et au Sud sous une couverture discordante. Celle-ci se décompose en une série de dépôts également non concordants: gîtes de bauxite (piégés par le karst ou disposés en poches); assises d'argiles rutilantes, de grès et de calcaires rognaco-vitrolliennes auxquelles font suite les couches lutétiennes, épaisses de 50 mètres à l'Est et jusqu'à 200 mètres à l'Ouest, essentiellement constituées par le cal-

Fig. 120 .



Coupe du bassin de Montarnaud-Vailhauquès.

M. Castel et J.-L. Reille . 1968.

caire plus ou moins marneux à Planorbis pseudoammonius, mais coupé de bancs marneux, les marnes de la base passant à des brèches à l'approche du pli de Montpellier; marnes de l'Eocène supérieur entrecoupées de quelques horizons de calcaire crayeux et, à l'Est, dès le Val de St-Gély, s'achevant sur un niveau à gros pisolithes calcaires où, fait exceptionnel dans cette série principalement lacustre, ont été trouvées des Miliolites; Oligocène inférieur marno-conglomératique (aux éléments détritiques grossiers en provenance du Sud) Oligocène moyen élevé montrant, par passages latéraux fréquents, des brèches locales au pied des reliefs de faille, des phénomènes de cimentation carbonatée (calcaire de Montarnaud) et des marnes et conglomérats cette fois originaires du secteur Nord; l'on a déjà eu l'occasion de noter enfin, que des marnes helvétiques à Ostrea crassissima sont conservées entre Montarnaud et Vailhauquès, outre les renseignements que ces faciès fournissent sur l'évolution morphotectonique anti-miocène et sur laquelle il est inutile de revenir, rappelons que les dispositions des couches définissent des horsts et, avec affaissement au Sud-Ouest des fossés monoclinaux, dont les termes de remplissage ont été ployés synclinalement. La torsion subie par elles, combinée avec les "binomes" d'inégale résistance des marnes d'une part, des calcaires et des cailloutis de l'autre s'est montrée favorable au développement des reliefs structuraux. Se signalant par un commandement de plus en plus notable vers l'Ouest, on peut suivre partout la cuesta lutétienne, souvent pourvue

de plusieurs ressauts, à cause des intercalations marneuses-sableuses pré-citées, mais presque toujours privée de corniche rocheuse véritable et offrant un "front" au modelé de versant réglé. En fait, au-dessus de Montarnaud, comme à proximité de la Boissière, il s'agit d'une fausse-cuesta, dérivant par recul et pivotement à l'Ouest, des abrupts des failles qui affectent le Jurassique sous-jacent et avec le tracé desquelles la limite du Lutétien coïncide encore dans la partie méridionale de leur trajet. En avant et à l'Est - Nord-Est du front lutétien, les couches du Rognaco-Vitrollien, arment des replats d'avant-côte de faible hauteur relative, mais d'assez fort pendage.

b) --- La mosaïque des surfaces d'aplanissement; le problème des topographies exhumées.

-- Le recul de la couverture cénozoïque explique, dans cette partie du pays montpelliérain, l'importance des formes d'aplanissement dérivées des topographies exhumées. Elles ne peuvent être reconstituées, toutefois, que dans un nombre de cas limités que déterminent des circonstances favorables. Au premier rang de celles-ci, il faut placer la solidité du support géologique: le Tithonique massif où les pendages d'ailleurs modérés sur le flanc sud des culminations de Viols-le-Fort, St-Loup, se lisent mal. Il ne suffit pas que les pendages soient modérés, il est encore nécessaire que les aplanissements ainsi fossilisés, puis débarrassés de la couverture qui les a longtemps protégés, ne soient pas eux-mêmes trop gauchis, ni trop hachés de failles susceptibles de rejeux récents. Les

Les coupes géologiques que nous joignons ici, ainsi que celles que nous avons proposées pour les mêmes secteurs dans la partie générale de notre travail permettent d'affirmer que l'ampleur des unités en cause (ou ce qui revient au même, le style imposé par les actions tectoniques) constituent aussi un élément déterminant.

C'est ainsi que le petit fossé de Saugras ne permet guère que l'observation de phénomènes de discordance sans qu'on puisse désigner avec certitude quelque replat exhumé, si exigü soit-il.

Le "bassin" de Murles montre bien la discordance pré-rognacienne. Mais l'aire des "Planasses" qui représente, sur substrat tithonique, la topographie exhumée la mieux conservée, appartient à la surface infra-lutétienne dont les témoins indubitables sont rares en Bas-Languedoc. Au Sud du bassin de Montarnaud, au-delà de la Nale 109, aux Garrigues de la Tour (Montpellier, 1/20 OOCème, n°6), on peut même distinguer quand la lumière y est favorable le léger enboîtement d'une surface infraoligocène partiellement exhumée.

Pour le "bassin" d'Argelliers, il s'agit de la surface fini-crétacée à infra-tertiaire. Mais le horst de Vailhauquès dont elle modèle les basses pentes occidentales est si fortement gauchi qu'elle demeure exigüe et se relève puis se perd rapidement vers l'Est.

Par contre, le même aplanissement fini-crétacé à infra-tertiaire a joué un rôle important à l'Ouest de la Boissière aux tènements de la Grande Taillade, la Mare des Mourgues et le Devezou (cf. de Montpellier, 1/20 000ème, n°1); il y correspond à des cotes voisines de 190 mètres et se trouve attesté tant par la bauxite que par les pastilles de calcaire et de grés rognaciens. Le rapprochement de ces deux types de dépôts dénonce un secteur où l'activité de l'érosion est demeurée modérée depuis la mise en place du plus ancien. La grande doline d'âge crétacé du Mas Neuf qui définit l'un des types de gisement du minerai alumineux vient souligner à propos le rôle joué par les processus karstiques de type tropical dans l'évolution de cette topographie. Mais l'épaississement rapide de la bauxite en couche dont l'exploitation a été récemment abandonnée, souligne une flexure là où elle disparaît, sous son toit rognaco-vitrollien, celle-là même qui a arrêté le recul des fronts de cuesta du Tertiaire inférieur et du Lutétien. De la sorte et bien qu'un examen superficiel de la carte géologique puisse suggérer le contraire, il n'y a pas une confusion généralisée entre le "mur" de la bauxite - étant entendu qu'il s'agit du mur de ses gisements de refuge et non de la topographie sur laquelle elle s'est formée - et la surface infra-rognacienne. Parmi les raisons qui rendent compte de ces petites différences angulaires, il faut prendre en considération le système des petites failles Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest qui ébrèchent ce plateau. Elles ont sûrement joué après l'épi-

COUPE TRANSVERSALE DES SYNCLINAUX-FOSSES NORD, MONTELLIERAIS

Faune de l'Office de la Montagne

8 24' 5 " 8 17' 5 " 8 10' 2 "



sode de fossilisation puisqu'elles pénètrent dans la couverture notamment lutétienne. De ce point de vue l'image donnée par la 2ème édition de la feuille géologique de Montpellier au 1/50 000 ème est beaucoup plus suggestive que celle offerte par la première. Par ailleurs, elles s'avèrent nivelées dans le Jurassique. Notre coupe transversale des synclinaux fossés Nord-montpelliérain ne peut laisser de doute sur ce point. Le nivellement en cause ne peut qu'être postérieur à l'exhumation du voile finicrétacé et tertiaire. la surface d'aplanissement de la Grande Taillade, la Mare desourgues, le Devezou n'est donc pas exactement une surface exhumée: elle a subi une regradation relativement récente, mais antérieure au premier réseau hydrographique qui a entaillé, à ses dépens, un système de vallées sèches. Pour cette raison, nous proposons de situer exhumation et regradation vers la deuxième moitié du néogène, en relation sans doute avec les effets du diastrophisme contemporain. Il reste que cette regradation néogène n'a certainement pas évacué beaucoup de matière: le rejet de la plupart des failles était faible et les gîtes de bauxites ou placages de calcaires et de grés-rognaciens n'ont que rarement plus de 20 mètres de puissance. Voilà pourquoi nous croyons devoir avancer l'expression de "surface d'aplanissement dérivée de topographies exhumées".

-- On ne saurait les confondre avec les surfaces majeures du Bas-Languedoc qui les dominent. Tant sur les méplats qui succèdent au front des cuestas lutétiennes que sur les points hauts des horsts jurassiques (Bois de Paturasclé,

Closcas; feuille de Montpellier, 1/20 000ème, n°2) se tient notre aplanissement élevé, ici vers 270-290 mètres pour lequel a été proposé au chapitre III, un âge sannoisien. Légèrement en contrebas vers 220-250 mètres, les revers de cuestas -Arboussas, Bois de Bringou, feuille de Montpellier 1/20 000ème, n°1) et ceux des horsts monoclinaux (Nord du Bois de l'Asse, feuille de Montpellier, n°2) existent des replats qu'il nous paraît légitime de rattacher à l'aplanissement "fondamental" oligo-miocène qu'on retrouve encore sur la retombée méridionale du pli de Viols-le-Fort aux Cougnets et au Devois du Traysse au Nord-Ouest de la Boissière, feuille de Montpellier 1/20 000ème, n°1).

--- C'est à partir de ces aplanissements majeurs que les rivières ont établi leur cours, non sans incidents sur un modèle assez proche de celui qui a été défini plus au Nord. A un stade relativement avancé de l'évolution, les topographies exhumées plus ou moins regradées ont, à leur tour, joué un rôle important: l'entaille des thalwegs s'étant réalisée à leurs dépens, elles dominent modestement les formes étagées du modelé quaternaire. De la sorte, ce phénomène n'étant nullement isolé en Bas-Languedoc, ces topographies exhumées et faiblement regradées se confondent pratiquement avec les plus hauts niveaux du pléistocène ancien. L'examen du réseau hydrographique local et des formes quaternaires appuiera ces propositions.

c) - Le réseau hydrographique local:

A propos du réseau hydrographique local, R. DUGRAND (1964, pp. 48-52) a souligné l'existence de plusieurs générations de thalwegs. Comme nous l'avons montré pour les plateaux de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes, le domaine des horsts et des bassins laisse deviner l'existence d'un réseau ancien, en grande partie démantelé, de composante Ouest-Est. Il en demeure, traversant le horst de Vailhauqués, des thalwegs secs, partiellement désorganisés, mais ici vigoureusement entaillés et dont les méandres encaissés ne laissent aucun doute sur le sens de l'écoulement si bien tari qu'aujourd'hui des chemins forestiers les parcourent. Ainsi entre le tènement des Espinouses et le bois du Trou Loubarès; et, surtout, entre la Taillade de la Marèle et le Bois Fulcran d'une part, La Terre Basse et le Bois Noir (Est d'Argelliers), d'autre part (f. de Montpellier 1/20 000ème, n°2). Ce drainage Ouest-Est, fondamentalement inadapté à la structure, comme on peut le voir, s'est établi à partir d'une topographie d'aplanissement. S'il est vrai que sa partie amont doit être mis en relation avec la haute surface, nous remarquerons une sorte de col utilisé au Nord du Bois Noir vers 200/220 mètres et les basses cotes atteintes au fond des thalwegs aujourd'hui morts, de l'ordre de 175 mètres seulement. Il semble donc que ce système ait fonctionné ici plus tardivement que le système homologue que nous avons étudié sur le plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes.

-- Il n'en a pas moins été tronçonné au profit de drains Nord-Sud : le ruisseau de Garonne et l'Arnède inférieure, tous deux affluents de l'actuelle Mosson. On relèvera naturellement le fait que cette nouvelle orientation est conforme au mouvement de bascule post-stampien, de l'ensemble régional. Il semble même qu'il soit nécessaire d'aller plus loin et d'envisager le rejeu récent, également post-oligocène (Pontien? Villofranchien), des failles de la Boissière et, plus encore, de Vailhauquès. Pour le rejeu de la première, on mettra en avant le tronçonnement de la haute vallée du Coulazou et le renversement du sens de l'écoulement dans la haute Vallée des Corbières, étudiés au début de ce chapitre; en faveur du rejeu de la seconde, la vigueur de l'abrupt de faille même et le caractère fortement monoclinal du horst jurassique. Il est vrai que ce rejeu (s'il est confirmé) n'a pu atteindre une très grande valeur puisque l'aplanissement de l'aurasclé (Montpellier, 1/20 000ème n°2) n'est pas sensiblement dénivélé. Nous admettrions volontiers qu'il s'agit, ici, d'une de ces manifestations tectoniques de réajustement, au long d'accidents importants mais auxquelles est l'hydrographie, superficielle ou karstique se montre néanmoins sensible. Une mobilité modérée de cette sorte a pu faciliter le soutirage des deux thalwegs morts, dans la traversée du horst de Vailhauquès. Dans leur assèchement en pleine "jeunesse", il n'est pas douteux, en effet, que l'enfouissement des eaux ne soit intervenue: le prouve l'abondance des exurgences dans les "bassins" encadrants d'Argelliers et de

Saugras.

Mais le meilleur argument en faveur du rejeu relativement récent de ces failles majeures, c'est encore le relatif asservissement du drainage Nord-Sud aux fossés synclinaux. In effet, le ruisseau de Garonne joint les fossés d'Argelliers et de Montarnaud, définissant une longue section orthoclinale en contre-bas du front des Cuestas éocènes; l'Arnède traverse le Jurassique sur une distance de plus d'un kilomètre pour réunir les "bassins" de Saugras et de Montarnaud, mais en longeant fidèlement (aux méandres encaissés près, cantonnés dans le compartiment effondré) l'accident de Vailhauqués. Ni l'un ni l'autre cours ne pénètre largement le horst jurassique.

Certes, il ne s'agit pas d'une adaptation stricte. Non seulement l'Arnède méandre à quelques cent mètres de l'abrupt de faille de Vailhauqués, mais elle entaille légèrement le Jurassique de la bordure occidentale du bassin de Saugras, à peu de distance de l'issue de la gorge qui l'y conduit; et, par ailleurs, elle "ignore" la gouttière centrale du fossé-synclinal de Montarnaud pour s'inscrire au sein des assises calcaires du Lutétien. Quant au ruisseau de Garonne, il s'engage dans le Jurassique à la faveur d'un accident secondaire à partir de la ferme de Méjeanne pour en sortir au quartier du Bois des Conques, grâce à un thalweg épigénique (d'ailleurs peu creusé sous le niveau de la surface fini-crétacée exhumée); il retourne encore dans le Jurassique inscrivant

au Bois des Mattes (même feuille), une courte mais vigoureuse gorge à marmites rocheuses géantes, franchissant le miroir de la faille de Vailhauquès par une cascade. La répartition des affleurements des marnes rognaciennes dans la vallée orthoclinale du ruisseau de Garonne ne laisse aucun doute sur l'origine de cette situation complexe des deux cours d'eau: inadaptation générale et inadaptation de détail. Il est évident que l'établissement de leur tracé est antérieur, pour l'essentiel à l'affouillement des bassins.

-- On ne saurait en dire autant, concernant la haute Mosson, adaptée à la gouttière du fossé synclinal de Montarnaud. Encore ce petit fleuve est-il surimposé par rapport à l'Oligocène, au travers du voile molassique dont quelques traces subsistent encore aujourd'hui. Ainsi s'explique que, l'influence du confluent du ruisseau de Garonne aidant, la Mosson échappe à l'axe synclinal, pour occuper une position subséquente dans l'Est de la dépression et finalement s'engager dans le calcaire lutétien. Il n'en s'agit pas moins d'une troisième génération de rivières, au même titre que les drains anaclinaux qui rejoignent le ruisseau de Garonne en amont de Montarnaud. L'on a vu comment ceux-ci n'ont pu prendre naissance que sur un glacis de front de la cuesta lutétienne du Bois de Bringou. Ce glacis de front aujourd'hui démantelé dont les écoulements repoussant à l'Est le ruisseau de Garonne, rend compte en partie de son épigénie dans le massif jurassique, qu'ils ont, ensuite disséqué avec la collaboration de leurs affluents orthoclinaux.

Les uns et les autres aujourd'hui affaiblis par sous-adaptation climatique ayant, alors qu'ils étaient plus actifs dégagé les micro-cuestas du Vitrollien et du Lutétien inférieur.

Si l'on rapproche cet épisode d'évolutions semblables décrites en bordure de l'étang de Thau et dans le fossé de Montbazin-Gigean, l'on sera tenté d'y voir un trait caractéristique de l'évolution au Quaternaire. L'on sent bien, du reste, que le schéma exposé ci-dessus permettant de discerner trois générations de thalwegs dans le réseau actuel est encore trop simple: il ne devient pleinement intelligible qu'à condition de faire intervenir, comme on l'a suggéré le diastrophisme post-stampien et le karst, mais encore les oscillations bioclimatiques et l'alternance de phases où prédominent les lits divergents par excès de charge avec celles où s'imposent les écoulements linéaires incisifs.

d) -- La hiérarchisation des formes quaternaires:
l'exemple du Nord du "bassin" de Montarnaud-Vailhauqués .

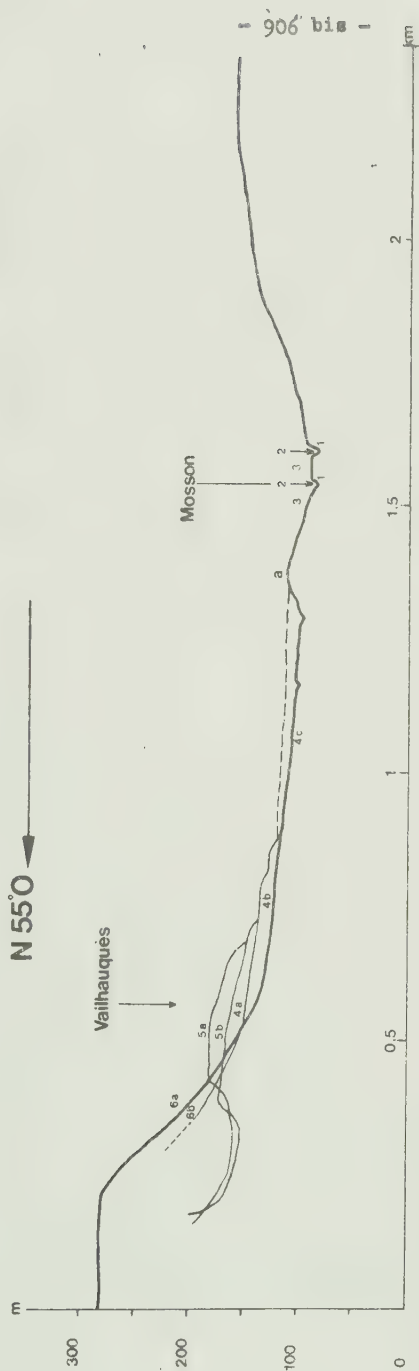
L'on sait combien, en règle générale, les oscillations bio-climatiques du Quaternaire et l'alternance des phases de dissection et des périodes à érosion aréolaire prédominante ont été efficaces dans les marnes des "bassins" de Garrigues où la hiérarchisation des formes et des niveaux se montre incomparablement plus nette que dans les massifs calcaires. Encore, pour que les distances entre chacun de ces niveaux se marquent clairement sur les profils est-il nécessaire que l'entaille

verticale ait été pratiquée par un organisme fluviatile assez vigoureux.

L'on a vu, à propos du haut Coulazou à quel point était mal dégagé le centre du "bassin" de la Boissière, entité dépourvue d'unité hydrographique. Aussi retiendrons-nous plutôt le cas du "bassin" de Montarnaud-Vailhaugués, particulièrement dans sa partie septentrionale, en aval du confluent du ruisseau de Garonne.

-- Là, les conditions d'observation topographique sont excellentes: peu de broussailles ou de bosquets dans cette dépression, mais des vignes et des "hermes" (pacages et friches) qui laissent apparaître de nombreux replats, subhorizontaux ou inclinés, étagés selon une dénivellation totale d'une centaine de mètres, pour une distance horizontale de 1500 mètres environ. Les données granulométriques et pédologiques sont plus difficiles à interpréter. Les cailloutis de couverture ne manquent pas sur ces niveaux, mais ils sont de caractère banal: gélifracés empruntés au cadre immédiat du "bassin" (Tithonique et calcaires lutétiens) et cailloutis semi-roulés fréquemment remployés de l'Oligocène de la base ou du sommet de la série; même dans le lit de la Mosson les alluvions à indice d'émoussé élevé sont rares: quelques palets calcaires également très aplatis, apportés par le ruisseau de Garonne. Le thalweg tend à concentrer l'apport des versants. Aussi, sur ces derniers la couverture graveleuse est-elle lacunaire. Dans ces conditions la mise en culture y ayant aidé, l'érosion actuelle joue sur les

PROFILS SUPERPOSES des GLACIS et TERRASSES du "BASSIN" de VAILHAUQUES (feuille de Montpellier)



a. Reliefs structuraux

1. Lit actuel
2. Très basse terrasse (Würm récent)
3. Basse terrasse (principal niveau würmien)
4. c. { Glacis du quaternaire moyen (Riss - Mindel ?)
- 4 b. {
- 4 a. {
- 5 b. { Replats du quaternaire ancien
- 5 a. {
- 6 a. et b. Versant de raccord

Fig. I22 .

interfluves - érosion qui fait "blanchir" les hauts de versant. Les sols sont très minces, assez mal différenciés d'un niveau à l'autre, et l'on doit encore se défier des colorations pédochromes, héritées de la dispersion de la Terra rossa descendue du massif calcaire. Bref, le principe de classement le plus disponible, quelles que soient ses insuffisances est celui de l'étagement des formes.

--- A classer ces formes, on en distinguera quatre catégories que nous désignerons par des numéros (dans l'ordre de leur présentation ci-dessous) sur la série des profils reportés au même système de coordonnées que nous joignons au texte.

(1)-En premier lieu, il convient de mettre à part des ressauts structuraux: bosses résiduelles de cailloutis oligocènes et cuesta (ou mieux crêt synclinal) du calcaire lutétien. Ces reliefs, d'ailleurs modestes perturbent moins le système des niveaux qu'ils ne s'y intègrent. Une butte résiduelle conserve, grâce à son exceptionnelle résistance, le témoignage d'une étape du creusement du "bassin" qui a disparu alentour du fait de supports plus faibles. Le revers de la cuesta lutétienne lui-même est biseauté par l'érosion (cf. Combaillaux).

(2)-Ce méplat d'érosion couronnant la cuesta lutétienne se tient à l'altitude de 180 mètres: on aura reconnu un témoin de la surface d'érosion du "pliocène" supérieur de M. DREYFUSS (1943). Niveau "Villafranchien", comme on le clas-

sait alors et que nous rangerions aujourd'hui parmi nos aplanissements "récents", dans les débuts du Pléistocène. Son élaboration évidemment antérieure au creusement du vallon du Mas Raynard (feuille de Montpellier, 1/20 000ème, n°2) que suit le chemin de Vailhauqués à Saugras, sa subordination à l'abrupt de faille de Vailhauqués lui confèrent l'allure d'une sorte de glacis de piedmont, découpé aux dépens des calcaires marneux et des cailloutis, dont il ne subsiste plus que la partie moyenne, mais sans doute initialement beaucoup plus étendu que tous les autres niveaux quaternaires que nous aurons à mentionner. Au Nord de Vailhauqués, deux buttes se rattachent à cet aplanissement: la cote 184 et le Truc de Ricome (173 mètres). Cette différence d'une dizaine de mètres est bien lisible sur les profils comparés dont il a été question ci-dessus. Quelle signification lui donner? Les altitudes de ces méplats s'élèvent doucement du Sud au Nord; il n'est donc pas entièrement improbable qu'on ait affaire à une déformation récente du même aplanissement, bien qu'aucun accident cassant important ne passent entre les deux buttes qu'une trop faible distance sépare pour qu'il ne soit pas difficile d'envisager un gauchissement à moyen rayon de courbure. S'agit-il au contraire, des imperfections originelles de ce premier aplanissement pléistocène? Rien n'interdit de l'admettre. Pourtant on ne peut non plus écarter l'hypothèse en vertu de laquelle l'on aurait ici deux niveaux successifs mais proches dans le temps. Nous n'aurions pas formulé cette supposition (moins simple que la précédente)

si, au pied de la faille de Combaillaux, dans un contexte très précisément homologue, le cas ne se présentait avec plus de netteté qu'à Vailhauquès. Nous nous garderons de trancher. Mais avouons, qu'en raison de la grande durée reconnue aujourd'hui au "Villafranchien" dans la chronologie longue et du caractère de crise à la fois diastrophique et climatique qui nous a paru s'imposer au "Villafranchien ancien" l'existence de deux méplats successifs reste dans le domaine du possible.

(3)- A l'autre extrémité de la chaîne des formes Quaternaires le "bassin" de Montarnaud-Vailhauquès dispose de bas-
ses terrasses, une ou deux, la plus élevée n'ayant par cinq mètres de commandement au-dessus de la Mosson et ne montrant qu'un développement latéral de quelques dizaines de mètres; la plus basse, quand elle existe, est encore plus exiguë, à peine distincte du lit majeur ordinaire, submersible en cas de forte crue comme en témoigne la végétation. Il s'agit évidemment de constructions würmiennes; la très basse terrasse représente ce niveau de ~~w~~urm terminal déjà rencontré ailleurs.

(4)-Entre ces humbles terrasses, sans grande pente transversale et les hauts méplats "Villafranchiens" le profil synthétique déjà cité nous fait apparaître trois niveaux de glacis 4a, 4b, 4c, faiblement, mais nettement inclinés vers le petit fleuve, surtout le plus élevé (130/140 mètres) qui porte le village de Vailhauquès- formes inactuelles disséquées par des thalwegs à parois raides mais à fond colmaté qui convergent vers la Mosson. Le nombre de glacis peut susciter quelque hypo-

thèse de classement chronologique; toutefois le niveau 4a est armé par le calcaire lutétien et soutenu par les blocs de la brèche des Matelles difficiles à disperser; il convient donc d'être prudent. Tout au plus peut-on suggérer de rattacher au Rissien, comme cela semble de règle dans l'ensemble régional, les deux plus étendus.

Il reste que, sous de hauts niveaux dont les lambeaux ne sont conservés qu'à la périphérie et qui remontent sans doute à un Quaternaire ancien, se développent de basses formes ou des glacis étendus (peut être rissiens) précèdent un système de vallons et de vallées würmiennes de faible ampleur et médiocrement entaillés, pourvus de terrasses sans ampleur. Ce sont là les traits classiques de nos "bassins" marneux en l'absence de couverture alluviale abondamment siliceuse.

Bien des traits des paysages de ces horsts et bassins du pays montpelliérain moyen- mais non sans quelques nuances nouvelles- vont se retrouver vers l'Est, à partir du synclinal de St-Gély.

3 - Le secteur à l'Est de la faille des Matelles et au Nord du "pli" de Montpellier- La vallée du Lez-Lirou-Terrieu-

Le paysage languedocien perd ici, assez fréquemment, une partie de son habituelle austérité: pas de grands horizons aux lignes sobres, mais un monde de collines dépassant rarement 150 mètres et enserrant des vallées aux flancs modérés et des petites plaines communiquant facilement les unes avec les

autres. Sur les médiocres hauteurs la Garrigue broussailleuse et terne fait souvent place à la pinède plus élancée. Au creux des petits bassins, la vigne domine toujours. Mais les espaces herbeux prennent quelque importance sur les pentes. Et des rivières pérennes, souvent nourries aux exurgences du karst (Lez-Salaison) s'entourent d'arbres hygrophiles. Sans que les traits du paysage méditerranéen aient disparu, une fraîcheur plus marquée caractérise le printemps et l'automne se montre plus somptueusement coloré. Cette nuance d'originalité tient à la prédominance de faciès marneux et marno-calcaires; au dessin d'une architecture encore complexe mais sans violence; à la multiplication de petites formes structurales et d'érosion, sans cesse répétées.

a) Une certaine originalité des faciès:

- Dans ce secteur, abaissé par rapport au plateau du Relais des Chênes, par l'action de la faille des Matelles et de ses répliques (faille de St-Clément- faille de Prades-le-Lez, St-Vincent-de-Barbeyrargues), l'ossature du relief n'est plus fournie par le Jurassique, mais par le Crétacé inférieur. Le Valanginien supérieur miroitant fournit le relief le plus hardi des quelques Garrigues un peu massives ayant valeur de couche directrice. Mais les marnes et les marno-calcaires prédominent avec le Valanginien inférieur et le Berriasien.

-Dès qu'on s'éloigne du "pli" de Montpellier, les couches éocènes ne montrent plus de brèches syntectoniques. Ce sont les argiles rutilantes et les calcaires à Algues blanc rosé et peu solides qui signalent le Vitrollien. A la base de l'Eocène moyen, outre quelques travertins et les lignites de Coulondres, appartiennent des horizons marneux coupés de niveaux sableux; leur épaisseur diminue par biseautage en direction du Nord-Est. C'est vers l'Est et le Sud que s'amenuise -réduite à 50 mètres - la puissance des calcaires à Planorbes pseudo-ammonius du Lutétien qui sont de faciès assez variables, avec passées marneuses ou quelque peu crayeuses. Au sommet des marnes et calcaires lacustres de l'Eocène supérieur, l'horizon à grosses pisolithes est fréquent dans ce secteur nord-oriental du pays montpelliérain.

-- Dans le niveau "conglomératique" de l'Oligocène inférieur qui passe aux grès de Célas en direction de Sommières, les grès et les marnes jaunâtres à rosées ne sont pas rares. Pour les horizons supérieurs de ce même oligocène ils ne montrent les blocs de la "brèche des Matelles" qu'à l'Ouest, au pied de la faille du même nom et, au sud, vers Fontfroide; ailleurs, par passage latéral ou vertical on passe aux marnes et aux calcaires lacustres.

On aura remarqué: l'importance des marnes et des marno-calcaires, favorisant le développement de formes dépourvues de hardiesse; la minceur générale des dépôts tertiaires d'où résulte le caractère menu des formes structurales, par

ailleurs héritées d'une architecture compliquée mais affectée d'une médiocre exaltation tectonique.

b) -Une architecture relativement complexe, mais peu violente:

Nous rappellerons, dans cet ensemble plissé mais "étoilé" de cassures, l'existence de trois directions tectoniques.

-L'orientation Est-Ouest qui lui est à peu près parallèle se remarque au voisinage du "pli" de Montpellier. La vallée du Salaison, submérienne, coupe en deux portions chacune des structures en eaux. L'élévation tectonique, faible à l'Ouest où affleurent les terrains tertiaires, est accentuée à l'Est; là le Néocomien se dégage largement. .. cause des oppositions de puissance et de résistance relatives de faciès très différents ces deux domaines ne montrent pas le même style. A l'Est du Salaison, le relief est conforme à la structure; à l'Ouest, il est inversé. Nous pouvons ainsi énumérer (feuille de Montpellier 1/20 000ème, n°4) :

-Le synclinal des Bradannes, au flanc sud relevé (Le Travers) se prolongeant dans le synclinal perché du Romarin-Bois du Prieur dont la proue domine Clapiers.

-Le mont du Buch Cabrier, aligné sur la demi-combe du Plan Guirard.

-Le Val des Fourques qui correspond au synclinal perché de Viviers.

-L'orientation subméridienne reproduisant celle de la faille des Matelles a tout de même, dans ce secteur une plus grande importance: c'est celle des plus grandes unités structurales, des fractures les plus notables qui en compliquent le dessin; à notre sens, c'est également à des accidents profonds de cette direction qu'il faut attribuer les venues de basaltes laccolithiques de Grabels, Montferrier et Lrades-le-Lez. Obéissent à cette orientation (feuille de Montpellier, 1/20 000ème, n°3 et 4).

-Les deux grands synclinaux de St-Gély-du-Fesc et de Guzargues- Assas - Montferrier-sur-Lez.

-Entre eux le massif néocomien qui s'étend du Bois de St-Sauveur aux environs de St-Vincent-de-Barbeyrargues de signification anticlinale. Toutefois, les cassures y font trois fois apparaître le Berriasien qui est la couche la plus ancienne de ce secteur et, au sud, prend place, entre les affleurements crétacés, le "bassin" tertiaire de St-Clément.

Un autre mouvement anticlinal se dessine à l'Est du synclinal de Guzargues (Grand Devès) qui se prolonge au Sud, avec un léger infléchissement à l'Ouest dans le petit pli du Truc du Renard, proche de Buzarens, ouvert dans la minuscule Combe de la Meulinge .

Les unités structurales de cette orientation sont compliquées de mouvements secondaires dus à des interférences. Ainsi le synclinal de Guzargues-Assas-Montferrier-sur-Lez

aux environs d'Assas, l'axe de la gouttière oligocène (les Courrèges) est bordé par un repli anticlinal au Sud - Sud-Ouest du Mas de Descars; surtout ce val de grande ampleur est élargi au Sud de Guzargues par le passage de l'anticlinal: la vallée- Tournellas- Plan Magne- Grand Pontbeyre -Bannières (feuille de Montpellier 1/20 000ème, n°4 et Lunel 1/20 000ème,n°1).

-Ce dernier relève d'une orientation Nord-Ouest, Sud-est. D'abord relativement étroit, il est recoupé d'accidents transverses dans sa partie médiane; après un court étranglement au niveau de l'ensellement de Malarive, il s'épanouit à Bannières dans un style brachyanticlinal ouvert en une combe qu'enserme le crêt du calcaire miroitant. Son noyau de marnes et marnocalcaires valanginien est sculpté selon un mode micro-structural dessinant les contrastes de résistance des couches; tout à fait semblable à celui que nous avons décrit dans l'anticlinal de Vinaigre et sur les marges du dôme de Castelnaud-de-Guers. Le modelé souligne ici la structure.

c)-Le modelé. La prédominance des basses formes récentes:

-- Les traces d'aplanissement

Elles sont rendues évidentes à la fois par le bisautage des affleurements et par la subhorizontalité des sommets: à des altitudes de 190-170 mètres pour la cuesta occidentale limitant le Val de St-Gély et plus exceptionnellement dans les massifs néocomiens (Plan Galinier, au Nord de Guzar-

gues - feuille de Montpellier, 1/20 000ème n°4); aux côtes de 160-140 mètres pour la cuesta orientale bordant à l'Est le même Val de St-Gély, ainsi que les hauteurs qui ferment au Nord le bassin de Grabels; beaucoup de méplats sommitaux se tiennent, en outre entre 120 et 100 mètres.

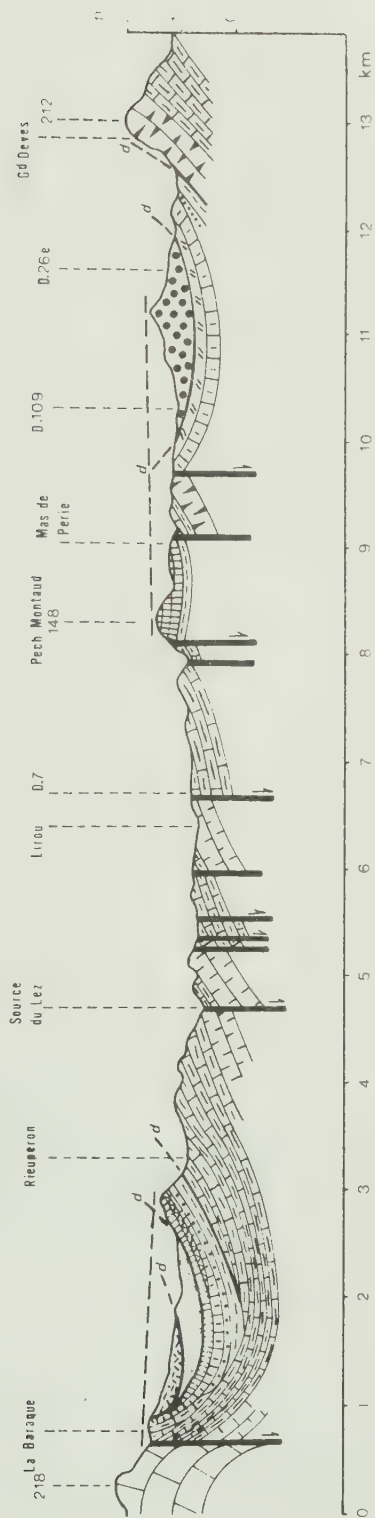
L'exiguïté des témoins et la répartition des cotes d'altitude n'est pas sans créer un certain embarras. Nous relèverons, cependant, l'alignement des hauteurs sculptées dans l'Eocène, au Nord de Grabels, sur l'éperon des Garrigues jurassiques de Font-Cauze, dans le "pli" de Montpellier, sur l'autre rive de la Mosson. Nous en tirerons la conviction qu'une partie des aplanissements énumérés au paragraphe précédent, dérivent, par regradation, de la surface fondamentale.

Nous ne cacherons pas, pourtant, les motifs d'incertitude. D'une part, l'environnement Sud-occidental du "pli de Montpellier" nous a montré la possibilité de deux épisodes de rajeunissements postérieurs à la surface fondamentale. D'autre part, le diastrophisme néogène et pléistocène ancien entraîne, dans ce secteur, un affaissement vers le Sud et vers l'Est. Ainsi se trouve posé le problème d'un jeu vraisemblable de la faille oligocène des Matelles et même des légères déformations possibles des structures plissées et cassantes qui lui sont parallèles.

D'où la solution "de compromis" que nous avons adoptée tant en ce qui concerne les coupes de ce secteur que

Paysage à prédominance structurale du N.E. Montpelliérain

0.3° N → E 8° N



Traces du bas niveau (neogene terminal)

(feuille de Montpellier au 1:50000 eme)



- 916 bis -

Fig. 124 .

pour la carte des surfaces d'érosion en pays montpelliérain où nous avons admis que l'aplanissement du Néogène récent pouvait n'être pas (ou n'être plus) horizontal.

Il reste que c'est à partir de la destruction de topographies aplanies que se sont trouvé dégagés les reliefs substructuraux.

--- Les reliefs substructuraux -

Nous ne saurions, sans courir le risque de lasser le lecteur en énumérer tous les motifs. Mieux vaut en rappeler les types qui se ramènent à deux: les "noyaux anticlinaux" et les crêts.

Les "noyaux anticlinaux" se dégagent des éléments discordants de couvertures ultérieures comme le feraient des monts dérivés dans une série concordante.

Ainsi les motifs anticlinaux, au niveau du Valangien "miroitant", montrent des basses pentes dérivées tantôt de la discordance fini-crétacée (dôme de Bannières) tantôt de la discordance infra-lutétienne (Bois des Grases) pour l'anticlinal du Bois de St-Sauveur). Avec ce dernier exemple, l'apparition de discrets chevrons prouve que ces plans de discordance ne sont guère demeurés intacts et ne doivent pas être recherchés trop haut sur les flancs des Garrigues néocomiennes. Entre ces chevrons on note des vallons empâtés en berceau peu creusé, de type périglaciaire.

Pour les figures plissées dans le calcaire lutétien, c'est la discordance infra-oligocène qui joue un rôle équivalent.

-- Les crêtes anticlinaux ou synclinaux manquent de fierté, même celui du calcaire miroitant et à plus forte raison ceux qui dépendent des calcaires tertiaires moins épais et plus faibles. Au long de son développement, le crêt synclinal lutétien du Serre de Montalet qui court jusqu'au Rouergas et jusqu'au domaine de Coulondre, se partage entre deux types de fronts différents. Au Nord, il s'agit d'un crêt à corniche pourvu de plusieurs ressauts correspondant à autant de bancs calcaires. Au Sud, on passe à un type évoquant les cuestas sans corniche, versant entièrement réglé.

A cet endroit, proche du domaine de Coulondre, la base du versant, dépendant de l'Eocène moyen marneux a été travaillée par un système de petits bad lands. Ces incisions évidemment récentes dissèquent un glacis inactuel.

Les revers de ces reliefs monoclinaux (cuesta de Combaillaux) recourent également les strates en biseau. C'est pourquoi, compte-tenu des méplats sommitaux dont il a été question au paragraphe précédent, il convient plutôt de parler de reliefs substructuraux que de reliefs structuraux. Front ou revers débouchent sur des formes basses typiquement climatiques: glacis et terrasses, le plus souvent.

-- Les basses formes climatiques

Il convient d'abord de mettre à part le petit secteur sculpté dans l'Oligocène moyen élevé au Sud - Sud-Ouest des Matelles . On n'y trouve qu'un modelé de thalwegs et d'interfluves, avec des versants convexo-concaves d'une pente moyenne d'environ 10%. Une dénivellation de 70 mètres, pour une distance de 500 mètres, l'apparition d'un faciès marneux par passage latéral à partir de la brèche des Matelles affleurant à l'Ouest en discordance sur l'Eocène, expliquent sans doute cette évolution banale qui témoigne d'une concentration aisée des écoulements et de la vulnérabilité du matériau. Le sol ne paraît guère évolué dans cet espace, alors que l'affleurement exigu du calcaire lutétien perché au-dessus de la dépression orthoclinale valanginienne de Galabert révèle une mince couverture de "terre de Causse" (terra rossa emballant des gélifracts).

Tout à côté, dans l'Est des Matelles, s'ordonne autour du crêt synclinal du Serre de Montalet, franchi en percée conséquente au Pont Romain par le Lirou (feuille de Montpellier 1/20 000ème, n°3) un paysage de glacis et de terrasses. Le profil ci-joint en donne une idée.

(1)-Ces formes se signalent par leur médiocre étagement rarement plus de 2 mètres de commandement entre deux gradins successifs. L'incision actuel du thalweg (le Lirou, dans l'exemple choisi) est du même ordre de grandeur.

(2)-Les glacis sont d'un type à couverture mince sur les terrains tertiaires en cause ici. Ils s'étalent sur environ 500 à 800 mètres. Sur l'autre rive du Lirou, en terrain néocomien, la couverture compte moins, la largeur est plus faible, la dissection et un début de mise en valeur structurale des bancs rocheux plus avancés. Mais, de toutes façons, les glacis occupent beaucoup plus de place que les terrasses. Les mieux venues, parmi ces dernières, nettement suspendues quoique faiblement, occupent des sites remarquables : confluence du Rieucoullon et du Lirou, N.E. Restinclières (f. Montpellier 1/20 000ème, n° 3-4) concavités de méandres abandonnées du Lirou et du Terrieu, S.St-Mathieu-de-Trévières (Saint-Martin de Londres 1/20 000ème, n°7). Ces lambeaux dominent une traînée alluviale difficile à distinguer du lit moyen (encore que le thalweg l'entaille sur un à deux mètres) et qui montre, au contraire, une assez belle continuité. Quelquefois, descendu du massif néocomien, un cône de déjection (lui-même entaillé) s'incorpore au paysage de la terrasse, nourri de terre rougeâtre et de gélifracts. Son altitude plus élevée de quelques mètres comme à l'amont immédiat de Prades-le-Lez, à l'issue de la Combe Garaste, peut faire penser à la conservation d'un niveau plus ancien. De la même façon, sur l'autre rive, l'ampleur d'un glacis unique rachetant une dénivellation supérieure à 20 mètres peut conduire à l'hypothèse d'une forme polygénique dans laquelle une action de planation récente a repris une forme plus ancienne.

(3)- Un certain embarras, dans ces matériaux calcaires, résulte de la banalité d'éléments de couverture peu caractéristiques. Les gélifracsts des glacis sont fréquemment emballés dans un sol brun (sauf massif calcaire dominant ou matrice fine héritée de l'Eocène inférieur). Les lambeaux de terrasse n'ont que peu de galets bien roulés et ne se montrent guère mieux évolués pédologiquement. Beaucoup de cailloux informes ou mal émoussés y sont, toutefois, enrobés d'une pellicule demi-centimétrique de ciment calcaire prouvant qu'ils ont été, dans une première phase, incorporés à des formations de versant presque entièrement disparues, avant d'être remployés. Quant à la basse traînée alluviale que le thalweg n'entaille que sur un mètre ou deux, elle n'a guère subi d'évolution pédologique sensible.

Une conclusion s'impose: il s'agit de formes très récentes. Dans la traînée alluviale basse, nous reconnaissons le remblaiement tardi-würmien et partiellement post-würmien (limons de débordement) déjà rencontré ailleurs en Bas-Languedoc. Sur ce point nous pouvons donner notre accord à la notation (Fz) de la 2ème édition de la carte géologique de Montpellier au 1/50 000ème. Par contre nous pensons que les lambeaux des terrasses mieux caractérisées des zones de confluence et des concavités abandonnées de méandres- un peu plus anciens- doivent, comme la plupart des glacis, être attribués au Würm. Les plus longs de ces glacis, affectés d'une dénivellation excédant 20 mètres, regradent sans doute des formes rissiennes oblitérées, doivent être définis comme polygéniques. Si ces types de formes se

retrouvent dans tout le secteur Nord-Est du pays montpelliérain, l'ensemble de vallées qui aligne le Terrieu, le Lirou et le Lez- couloir de circulation important- doit retenir l'attention.

---L'ensemble des vallées du Lez, du Lirou et du Terrieu .

(1)-Réseau superficiel et influence karstique:

A n'examiner que le réseau superficiel, il apparaît que le Lirou, issu de l'exsurgence des Matelles et le Lez dont la source karstique se tient à proximité de Prades, ne sont que les affluents d'un organisme venu de plus loin, le Terrieu, qui prend naissance dans la combe de Fambétou, entre St-Loup et l'Hortus. Lors des fortes précipitations de saison froide, ce réseau superficiel peut être, en effet, parcouru par un flux continu de Fambetou à la mer.

Toutefois, le Terrieu ne connaît d'écoulements qu'épisodiques. Ceux du Lirou, alimentés par un siphon vaclusien qui se désamorce, sont plus régulièrement saisonniers. Enfin le débit du Lez est pérenne. C'est bien pourquoi l'on nomme Lez le fleuve côtier qui atteint la Méditerranée à Palavas. Mais il est évident que les écoulements actuels ont ainsi aménagé un réseau dont la haute branche était le Terrieu, sous l'influence de l'évolution karstique. Il est à peine utile de rappeler qu'il s'agit, du fait de la faille des Matelles, de la faille de St-Clément et de ses répliques, du domaine classique du karst barré languedocien étudié par P.DUBOIS (1957)

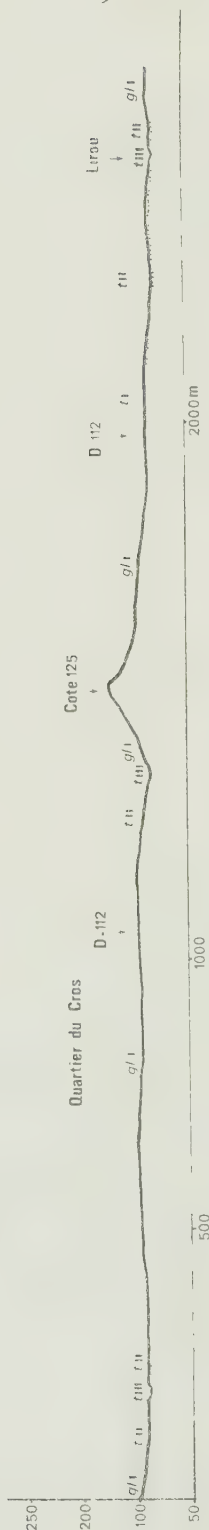
TERRASSES ET GLACIS DU LIROU a la latitude et a l'Est des Matelles

FEUILLE DE MONTPELLIER

- 922 bis -

Fig. 125 .

0 18° N ← → E 5° N



t III : terrasse du Würm tardif

t II : terrasse principale würmienne

t I et gl I : terrasse et glaci élevés (Würm ancien? Riss?)

Écoulement actuel pérenne à l'aval, écoulement à peu près saisonnier dans le moyen bassin, écoulement épisodique à l'amont, rien ne démontre mieux, à notre sens, l'approfondissement progressif et le rôle joué par le mouvement d'ensemble du Bas-Languedoc au cours des temps plio-quaternaires.

L'on remarquera, sans s'y attarder, que ce réseau superficiel dont le fonctionnement est placé, aujourd'hui, davantage sous l'influence des approvisionnements souterrains que directement commandé par les précipitations, s'avère adapté dans son ensemble, inadapté dans le détail aux grandes lignes de la structure. Il se développe certes, pour l'essentiel, dans le compartiment affaissé à l'Est de la faille des Matelles. Mais les segments qui le composent traversent indifféremment les grands synclinaux de St-Gély et de Guzargues -Montferrier, de même que le massif néocomien qui les sépare, sans oublier le franchissement du "pli" de Montpellier à Castelnaud. Cette remarque corrobore ce qui a été écrit, plus haut, concernant l'évolution du modelé du Nord-Est montpelliérain à partir d'un paysage aplani dont ne subsistent plus que de faibles témoins.

(2)-La cluse et les tufs de Castelnaud:

La cluse de Castelnaud sépare la vallée du Lez en deux tronçons très dissemblables:

-Au nord, une vallée, ralentie dans son évolution par le difficile franchissement des terrains jurassiques, où l'entaille des phases d'érosion verticale a toujours dû être modeste et où, en terrain marno-calcaire et calcaire, la faibles-

se des faciès aidant, ne se sont conservés que des formes tardives et peu caractérisées, telles que celles qui viennent d'être décrites.

-Au Sud, le modelé est plus net encore que son analyse ne soit pas sans piège, le fleuve travaillant un matériau en grande partie siliceux et qui lui est largement étranger.

Par ailleurs, la cluse de Castelnau a fixé des tufs dont les affleurements débutent à l'amont, près de Montferrier et se prolongent à l'aval, qu'on ne peut négliger en tant qu'étape de l'évolution. J. COUDANEY (1969) en a rappelé l'implantation, les caractères lithologiques et paléontologiques. Sis à une altitude de 20 à 40 mètres, ils reposent indifféremment sur les calcaires jurassiques, les marno-calcaires valanginiens, les grès rognaciens et les sables astiens. A Castelnau, leur faciès est celui d'un "calcaire coquillier tuffacé ou compact" d'une remarquable blancheur; à Lavalette, il s'agit d'un calcaire friable à passées de "marnes sableuses de couleur brunâtre à jaune". Leur flore n'est guère différente de l'actuelle avec peut-être un cachet un peu plus chaud et plus humide (leur présence même ne traduit-elle pas des écoulements d'eaux dures plus abondants?): *Acer monspessulanum*, *Quercus sessiliflora*, *Laurus communis*, *Vitis vinifera*. Forcément postérieurs aux dépôts Villafranchiens, mais antérieurs à la grande terrasse du Lez inférieur, ils pourraient dater de l'inter-Mindel-Riss.

(3)-La vallée du Lez inférieure -

Etudiée, sur sa rive gauche par J.L.MERCIER et J.M. LAPORTERIE (1970), elle se caractérise par un apparent paradoxe. Elle ne peut montrer de niveaux trop anciens, s'il est vrai que le cône dit du Rieucoullon est une construction commune du Lez et de la Mosson; et, cependant les formations anciennes y existent, notamment la cailloutis Villafranchien. La contradiction est levée par le fait qu'au Pléistocène moyen et récent, le Lez a travaillé dans des formations qui lui sont étrangères. Certes l'on trouve, au-delà de la Pompignane, sur la D.172 emb. un cailloutis villafranchien ancien à éléments calcaires qui est un apport fluviatile local. Mais, au-dessous, les sables astiens marins, les marnes sans doute contemporaines du niveau à Potamides basteroti et même les sables continentaux ne sont pas des dépôts typiquement fluviatiles; et, au-dessus, le cailloutis purement siliceux du Villafranchien moyen est d'origine rhodanienne.

Ce cailloutis rhodanien a été sculpté en glacis et lavé d'une partie de sa matrice fine, épandue au Sud et surtout au Sud-Est vers la plaine de Mauguio, comme a été lavé le cailloutis local du cône dit du Rieucoullon. Puis, le Lez, le Salaison et leurs affluents et sous-affluents ont disséqué (vallées en berceau périglaciaires) cet ancien glacis que J.L.MERCIER et J.M. LAPORTERIE, en considération de son état actuel, ont qualifié de "Massif" ("massifs" de Descars-Grammont, 56 mètres, et de Pérols, 21 mètres). Le même paléosol fersiallitique sans réserve calcaire

lessivé et partiellement tronqué, nous conduit à penser que cette différence d'altitude, soit originelle, soit (plus probablement) accentuée par la subsidence du Golfe du Lion, n'est pas un motif suffisant pour refuser l'unité du glacis ainsi démantelé. Les auteurs précités datent ces formes du Riss, en partie à cause de l'évolution pédologique décrite. Peut-être ce matériau villafranchien conserve-t-il le témoignage de formes en réalité pré-rissiennes compte-tenu de la terrasse de la Cavalade.

Alors que le Salaison montre deux terrasses (Riss et Würm), le Lez n'en fait apparaître qu'une, bien caractérisée à la Cavalade (f.de Montpellier,1/20 000ème,n°8), mais en réalité étendue de la Pompignane aux abords de l'étang de Pérols, avec un commandement maximum de 10 à 15 mètres qui décline tardivement mais rapidement au Sud. Cette terrasse remanie en partie des cailloutis siliceux repris au Villafranchien. Son sol (fersiallitique lessivé, mais avec encroûtement calcaire assez peu résistant en profondeur) est assez évolué pour que l'accumulation aux dépens de laquelle il se développe soit attribuée au Riss, bien que cette terrasse domine apparemment les limons de débordement actuel.

La datation rissienne est d'autant plus vraisemblable que des cailloutis ont été révélés par sondage sous les limons post-flandriens noyant l'ancien pont de Lattes et qu'ils ont été considérés, avec de bonnes probabilités comme würmiens(op.cit.)

La basse vallée du Lez apparaît donc dans une situation très particulière du point de vue des formes et formations quaternaires. D'une part, elle montre ("massif" de Doscares-Grammont, terrasse de la Cavalade, limons post-flandriens) un étagement net des formes. Mais d'autre part le recouvrement des cailloutis par des limons récents a une signification inverse. Il s'agit donc d'une région de transition où les effets du soulèvement côtier (étagement) et les effets de la subsidence (recouvrement) entrent en concurrence. Or, à l'Est, la subsidence l'emporte dans le piedmont de Mauguio, tandis qu'à l'exception de l'Agadès, l'étagement est notable à l'Ouest, dans la vallée de l'Hérault.

E- Le piedmont de Mauguio

Il s'agit d'un territoire bas et morphologiquement mal différencié. S'appuyant sur l'extrémité orientale du "pli" de Montpellier et portant, entre autres dépôts, des débris calcaires en provenance de cette entité, il mérite le nom de piedmont. Mais, par delà l'ensellement qui sépare le Néocomien de Valergues et les Garrigues de même faciès de la Porte du Vidourle, on peut trouver un même air de famille dans les bassins de Castries et de la Bruyère (f. de Lunel, 1/20.000ème, n°1 et 2).

Nous avons déjà utilisé, assez largement, le piedmont de Mauguio dans le chapitre V, insistant sur la faiblesse de la dissection qui s'y manifeste. Aussi nous proposons-nous, ici,

de marquer les degrés de variations de ce phénomène par l'examen d'exemples précis et la répartition qu'on peut en établir. En gros, la hiérarchie des formes quaternaires est sensible au moins pour les vallées d'importance moyenne au contact du "pli" de Montpellier et, plus généralement, des Garrigues. Elle s'atténue au centre et tend à s'effacer au Sud. Ajoutons qu'elle s'avère plus nette à l'Ouest, proche des hauteurs -interfluves très relatives séparant le Lez du Salaison qu'il ne paraît à l'Est, aux confins de la Vistrenque et de la petite Camargue.

Nuances plutôt que contrastes, sur lesquelles nous fonderons notre description.

1- Observations à l'amont du piedmont de Mauguio.

a) La rive gauche de la vallée du Salaison, à proximité du pont où la Nationale 113 franchit cette rivière (f. Montpel - lier, 1/20 000ème, n°8) permet d'identifier nettement une série de formes bien hiérarchisée encore qu'incomplète. Au Nord (cote 36), le Jurassique supérieur du "pli" de Montpellier développe un aplanissement très bas, manifestement exhumé de la molasse (et peut être aussi du Pliocène marin) à proximité de l'ensellement de Vendargues. Au Sud, l'Astien, précisément, est attesté dans le sous-bassement de la butte des Châtaigniers que couronne le cailloutis villafranchien moyen siliceux et qui se hausse à une soixantaine de mètres, sans qu'on puisse naturellement assurer qu'il s'agit du sommet de ce remblaiement(1). Le lit actuel du Salaison se tient à 25 mètres. Dans l'intervalle ainsi mesuré entre le sommet de la butte des Châtaigniers et le lit du Salaison,
(1) - H. ARNAL (1974, Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes, pp. 35-50 a précisé la stratigraphie du cailloutis siliceux de la région de Montpellier en relation avec celui de la Costière, après que ce chapitre ait été rédigé. La validité générale de notre analyse n'en est pas modifiée.

on distingue deux terrasses. La plus basse dans laquelle le lit actuel est emboîté et qui ne le domine que de 2 à 3 mètres est largement recouverte de limons de crue; il s'agit d'un niveau würmien, à sol peu évolué (sol brun) Un niveau plus élevé dont le "balcon" se tient à peine au-dessus de 30 mètres, mais dont le profil se relève rapidement formant le versant de la butte des Châtaigniers, porte un sol de type fersiallitique. Dans les nuances de coloration qui l'affectent, il est aisé de noter deux actions perturbatrices contradictoires: d'une part des "bavures" colluviales réalisées aux dépens du cailloutis villafranchien sommital (héritage pédochrome); d'autre part des effets de "pâlisement" trahissant le rôle actuel de la sheet érosion entre les ceps de vigne-culture sarclée. Cependant l'allure générale est celle d'un sol brun très légèrement rubéfié bouleversé par le labour. Le perchement qui est de 8 à 10 mètres au-dessus de la basse terrasse, le degré d'évolution moyen de la pédogenèse nous incitent à voir, dans ce niveau, un témoin du Riss, plutôt qu'une relique du Würm ancien.

Ce diagnostic est en accord avec le travail de J.L.MERCIER et J.M.L.PORTIERE (1970), relatif à l'autre rive du Salaison. Au-dessus de la terrasse würmienne dans laquelle s'emboîte le lit majeur actuel, ces chercheurs mettent en évidence, non pas une mais deux terrasses rissiennes, dites des Mazes, respectivement à 35 et 30 mètres, étagées, cette fois, avec sols fersiallitiques. La plus haute dont la forme est largement oblitérée, porte un sol fersiallitique lessivé à accumu-

lation calcaire d'horizon B. La plus basse qui a conservé un balcon assez net, porte un sol fersialitique lessivé modal. Des colluvions, en provenance du Villafranchien rhodanien voisin, les encombrement, comme sur l'autre rive.

b)-Un peu au Sud de Vendargues et à l'Est de St-Aunès, un chemin rural permet d'accéder au Pioch Palat (57 mètres, f. Lunel, 1/20 000ème, n°5) où nous avons déjà noté (chapitre V) l'existence des couches assurant la transition entre le Pliocène et le Quaternaire, selon la définition large que nous avons retenue pour ce dernier. Ces couches, marno-calcaires et caillouteuses, caractérisées par la rapidité des changements verticaux de faciès, sont ravinées par le cailloutis rhodanien siliceux, représentant un épandage villafranchien plus récent. La minceur de ce dernier apport, comme d'ailleurs l'isolement de la butte (compte évidemment non tenu de la carrière qui y a été ouverte) autorisent à affirmer qu'il a subi, proche de la zone de contact avec la Garrigue jurassique, une forte érosion. La topographie que montre actuellement ce dépôt est certainement assez différente de ce qui fut sa surface d'accumulation. On peut en écrire autant des hauteurs des Truques, à l'Ouest - Sud-Ouest, et des buttes des Charbons et du Bois de l'Antoine, à l'Est - Nord-Est (f. Lunel, 1/20 000ème, n°1). Comme pour le cailloutis à chailles du fossé de Montbazin-Gigean, nous éviterons de confondre l'âge de la formation en cause et celui de sa topographie. Pour nous faire une idée de cette dernière, nous ne pouvons que tenter de préciser la hiérarchie des formes

et le degré de l'évolution paléopédologique.

Si, descendant du Pioch Palat, l'on passe sous la voie ferrée, dans l'espace limité par l'autoroute et par le thalweg du ruisseau de Balaurie, on peut mettre en évidence trois niveaux, nettement subordonnés aux buttes pré-citées, mais contenus, tous trois, dans un intervalle vertical de 10 mètres et passant de l'un à l'autre par des pentcs de transition sans raideur.

Le plus bas, humide, n'est pas entaillé par le thalweg en cet endroit. Le niveau moyen, d'assez faible extension latérale, remanie visiblement un certain volume de matériaux emprunté au plus élevé. Celui-ci (25-27 mètres) montre quelques cailloutis peu nombreux emballés dans une abondante matrice fine rutilante.

Il s'agit d'emprunts manifestes réalisés aux dépens du Villafranchien des buttes surincombantes. C'est pourquoi nous avons cité le piedmont de Mauguio comme un exemple type de dépôts pédochromes. D'un point de vue chronologique, P. RUTTEN, G. BOUTEYRE et J. VIGNERON (1963) ont proposé une référence au Mindel avec pour critères, outre la texture limoneuse et la couleur ocre, un sol "steppique à crotovinas" qui serait spécifique de cette phase du Quaternaire, comparaison étant faite avec l'Amirien du Maroc. Mais ces auteurs font, dans le même texte, une allusion expresse au remaniement des dépôts plus anciens dont les témoins sont conservés à l'amont. Par ailleurs, les

travaux ultérieurs de cette équipe de chercheurs, pour l'ensemble du Bas-Languedoc, prouvent, sans ambage, qu'ils ne justifieraient plus pareillement aujourd'hui un semblable diagnostic. Les critères granulométriques et colorimétriques ne sont, en effet, pas exempts du piège de convergence et le profil pédologique réalisé in situ est moins caractéristique par l'aspect du paléosol créée qui dépend largement des caractères de la roche-mère et des conditions topographiques que par son degré d'évolution.

Nous avons décrit les paléosols du niveau supérieur, vers 27 mètres à proximité du passage à niveau de la D.112. Rappelons seulement qu'en ce lieu, deux évolutions pédogénétiques se sont superposées aux dépens du même épandage pédochrome jouant le rôle de roche-mère, visibles sur la même coupe du fossé Est de la route.

(1)-Par son colmatage argileux et la puissance de son encroûtement calcaire, d'ailleurs ultérieurement corrodé, le plus ancien paléosol qui est aussi le plus important, s'avère compatible avec une appartenance au Quaternaire moyen.

(2)-De même type fersiallitique, mais moins évolué, le plus récent est aussi, paradoxalement, le plus profond. Nous avons déjà justifié cette apparente contradiction: une seconde évolution pédologique, de même tendance que la première, mais plus brève, est survenue après une phase de médiocre regravation aréolaire, abaissant faiblement la surface topographique. De la sorte, les actions de lessivage ont atteint les horizons

B définis par la première pédogenèse et désormais en déséquilibre.

(3)-Des traces d'hydromorphie (pseudo-gleys) prouvent qu'à ce moment , le grand glacis de Mauguio était encore moins disséqué que de nos jours.

Au point de vue morphologique, cette coupe complexe a l'avantage de mettre l'accent sur la réalité d'une phase locale d'érosion latérale, postérieure à la mise en place des limons à rares cailloutis remaniés du Villafranchien et même à la formation d'un premier paléosol et précédant, d'une part, l'élaboration d'un nouveau paléosol, d'autre part, les ultimes étapes du creusement des thalwegs, si faible soit celui-ci dont les témoins se trouvent conservés en contre-bas. Cette vague d'érosion latérale a eu pour contrepartie, étant donnée la nature limoneuse du matériau, un colluvionnement vers l'aval où s'étalent également les cônes surbaissés construits à partir des écoulements linéaires, faits sur lesquels nous reviendrons ci-dessous.

Ces réflexions nous conduisent à reconstituer l'évolution du piedmont de Mauguio, dans sa partie amont, de la façon suivante:

- (1)-Amorce du démantèlement des buttes villafranchiennes; étalement des cailloutis et surtout des limons, sous forme colluviale à l'aval; constitution d'un glacis sur lequel se développe le plus ancien des deux pa-

l'éosols fersiallitiques que nous venons d'évoquer.

- (2)-Régradation ultérieure, en l'absence de ravinement linéaire important; début de lessivage des horizons B du sol précédent, en déséquilibre par rapprochement de la surface topographique; mise en place d'un nouveau sol fersiallitique; colluvionnement à l'aval.

- (3)-Poursuite:

- des actions de regradation (en amont) et de colluvionnement (en aval) sur les interfluves soumis aux processus aréolaires,
- des actions de dissection alternant avec des actions d'alluvionnement dans les thalwegs qui s'abais-
sent rythmiquement dans un cadre de terrasses.

On conçoit, en effet, que le remaniement de limons fins, aisément mobilisables soit une oeuvre de longue haleine et n'exclue pas la possibilité d'évolutions polygéniques, sur les dos de terrains, larges et surbaissés.

c)- Toujours dans la partie haute du piedmont, les environs de Baillargues et de St-Brès, étudiés par J. TRICART et A. R. HIRSCH (1953) peuvent permettre, également, quelques précisions chronologiques. Serrant de près le cours de la Bérange qu'elle domine à peine de 2 mètres, au droit et à l'aval immédiat de St-Brès, on trouve la basse terrasse, classiquement recouverte par les limons de débordement et les col-

luvions fines de versants, actuelles ou subactuelles. Ce masque récent recouvre "un mélange d'argile, de cailloutis de gélivation et de gravillons quartzeux repris "de dépôts plus anciens (op.cit.p.5). Au contraire de ce qui se passe pour le Villafranchien, le mélange de cailloutis siliceux hérités et de gélifracsts calcaires est caractéristique des formations du Quaternaire moyen et récent, trahissant l'exposition du voile molassique et de son substrat par démantèlement de la couverture des galets rhodaniens. Ici, la position basse de l'accumulation, la faible altération de type pédologique subie suggèrent un dépôt würmien. La discrétion des formes de gélivation, l'émoussé assez net des galets, l'hétérométrie d'une masse alluviale où la matrice fine demeure l'élément dominant, sont des indices qui conduisent à la même diagnose et suggèrent un système morphoclimatique favorable à des écoulements linéaires, chargés sans doute, mais bien engainés - trait que nous avons souligné maintes fois.

A 5 mètres au-dessus vers le Mas Roux, 2 mètres seulement près de St-Brès, on trouve une seconde terrasse: représentée essentiellement en rive gauche à l'amont immédiat du village, son principal témoin occupe la rive droite à l'aval. Le matériau d'accumulation change de faciès sur cette courte distance. Caillouteuse au Nord, avec des éclats de calcaires tertiaires et mésozoïques et, surtout, des débris d'une lumachelle qui appartient au complexe de la molasse, elle devient limoneuse au Sud. Les gélifracsts sont de taille centimétrique. Ils ont été

en grande partie conduits vers la terrasse en voie d'édification par des cônes torrentiels très étalés (Fontmagne). Celui du chemin de Valergues (lieu-dit de la feuille de Lunel, 1/20 000ème, n°1), situé plus bas, tend à rendre quelque importance aux cailloutis dans une zone où dominent principalement les limons. Le système morphoclimatique responsable porte davantage la marque, comme on voit, du froid et du ruissellement diffus. Position hiérarchique, granulométrie des gélifracts; assez faible évolution pédologique, si l'on met de côté la part d'héritage pédochrome, suggèrent une appartenance au Riss. Or beaucoup plus nettement qu'aux environs du pont du Salaisson et de la butte des Châtaigniers, dominant cette deuxième terrasse, mais subordonnés aux témoins villafranchiens de St-Bauzille (36 mètres) et du Carbonnier (41 mètres) et reprenant, par colluvionnement le matériau de ces derniers, s'étalent vers le sud d'assez long glaciais, dont subsistent les croupes surbaissées à paléosols relativement épais et modérément regradés dont il a été question dans l'exemple précédent. Nous croyons, sans invraisemblance, pouvoir les rapporter au Mindélien (1), tout au moins dans la partie amont du piedmont de Mauguio et, comme l'on voit, pour des raisons qui n'ont rien à voir avec une vague similitude de faciès et de coloration rapprochant de façon quelque peu fortuite nos colluvions de l'Amirien marocain.

On ne saurait, en tout cas, étendre sans imprudence cette interprétation à toute cette plaine, sans avoir, au préalable examiné ses parties moyennes et basses. Au fur et à mesure

(1)-Mindel récent, contemporain de la terrasse de Bellegarde, en Costière, dont l'accumulation prouve que le Rhône a quitté la Vistrenque où il était encore attesté au Mindel ancien.

que l'on descend vers l'Etang de l'Or, l'observation devient plus difficile. La raison principale en est l'effacement progressif de la hiérarchie des formes. Déjà dans la zone amont, J. TRICART et A. R. HIRSCH (ibid.) avaient noté l'impossibilité de séparer la haute et la basse terrasse au long des plus petits organismes fluviatiles du "piedmont". Même au long d'une rivière moyenne, comme la Bérange, les deux terrasses ne sont pas équidistantes: la dénivellation qui les sépare tend à être maximale (4/5 mètres) au contact du monde des Garrigues. Elle tombe ensuite à 2 mètres et moins, dessinant une convergence des niveaux vers l'aval à laquelle participent les éléments de glacis "mindéliens". Différences granulométriques intéressant la charge, dynamiques dissemblables des écoulements expliquent déjà de façon assez satisfaisante l'absence de parallélisme des terrasses. Mais le jeu tardif de la flexure qui s'établit aux limites de la Garrigue et de la plaine doit, d'ores et déjà, être retenu comme une justification complémentaire possible.

2-Observations dans la partie moyenne du piedmont de Mauguio.

Du fait de la regradation des glacis de l'amont et d'un colluvionnement certainement poursuivi au long des temps quaternaires, trois caractères apparaissent dès la partie moyenne du piedmont de Mauguio qui vont s'accroissant vers l'aval:

(a)-la disparition à peu près générale des "balcons" de terrasses auxquels se substituent des pentcs médiocres de

raccordement colluvial.

(b)-au sein du matériau pédochrome, quelle que soit l'évolution pédologique ultérieure à sa mise en place, et quel que soit le nombre des remaniements exigés par cette dernière, la rareté de plus en plus nette des cailloutis et le pourcentage de plus en plus élevé de la fraction granulométrique sablo-limoneuse.

(c)- enfin, dans les mêmes directions, c'est-à-dire en allant vers la basse plaine et, singulièrement sur les bas de versants en approchant des thalwegs, l'importance acquise par le calcaire. D'abord représenté par des gélifracts produits au fur et à mesure que l'exhumation lève le voile villafranchien dans l'amont-pays, il apparaît, au fur et à mesure que l'on descend, plus finement divisé. Les débris de molasse, en particulier, se montrent très vulnérables et en proie à la dissolution. Le rôle du calcaire s'exprime, alors, dans l'épaisseur et la continuité des encroûtements pédologiques d'horizons Bea, puissants de 5 à 20 centimètres, quelquefois plus - et évidemment formés à quelques décimètres de profondeur.

--- Un secteur intéressant d'observation dans la partie moyenne du piedmont de Mauguio se situe au Sud du Canal de la C.N.A.R.B.R.L., entre le domaine de Lou Mieu et le Mas de la Plaine en descendant d'Ouest en Est vers le ruisseau de la Cadoule. La longue croupe d'interfluve de la Courconne qui se tient vers 13-12 mètres, est formée de colluvions fines

pédochromes très peu caillouteuses- perturbée localement par les terrassements du canal. Elle fait place, à l'Est, à une longue pente à peine sensible, vers 11-10 mètres, qui porte le Mas de la Clausade et où, à se fier au semis superficiel en l'absence de coupe, le cailloutis calcaire paraît un peu plus abondant. Ce niveau se trouve séparé par un petit talus de 1 mètre d'une terrasse d'environ 10 mètres d'altitude absolue au droit du pont de la D.189 qui s'étend sur 200 mètres de large en rive droite de la Cadoule, beaucoup plus étroite en rive gauche. Sa texture est limono-caillouteuse. Elle vient border l'incision actuelle du thalweg dont la vigueur (plus de 2 mètres sous le pont) est artificiellement accentuée par des travaux de curage. A la faveur de cette entaille exceptionnelle, l'on peut apercevoir tout au fond, d'autres cailloutis principalement calcaires, mal dégagées sous des colluvions actuelles. Ces cailloutis calcaires enfouis représentent certainement une accumulation würmienne, analogue à celle, pré-citée qui a été découverte par sondage dans la basse vallée du Lez. La terrasse de 10 mètres d'altitude absolue engaine étroitement le thalweg actuel et demeure étroitement enserrée entre des interfluves beaucoup plus développés qu'elle. Ce caractère affecte généralement les terrasses würmiennes du Bas-Languedoc. On peut en dire autant de l'hétérométrie du matériau constitutif. De la sorte, nous croyons pouvoir conclure qu'il s'agit d'un niveau würmien plus ancien. Le glacis de 11-10 mètres, à couverture colluviale représente probablement un élément de ver-

sant rissien. Quant à la croupe de la Courcoune, également colluvionnée superficiellement, il nous est difficile de dire s'il s'agit d'un prolongement vers l'aval du glacis de piedmont mindélien, orienté Nord-Sud ou s'il s'agit d'une forme mise en place au cours d'un épisode assez ancien du Riss.

--- A l'Est de ce site, en direction de Judaison, le matériau constitutif du piedmont devient davantage sableux. Un encroûtement calcaire décimétrique et continu apparaît sous 50 centimètres à un mètre de la surface, dans le talus de la route, sur un niveau moyen (vers la cote 12 et le tènement de la Pointe, feuille Lunel, 1/20 000ème, n°5) où l'héritage pédochrome est assez peu évident. Ces limons rutilants réapparaissent vers 14-15 mètres sur la croupe de Valignac et au Sommet du Plan des Aires, de part et d'autre du thalweg du ruisseau d'Aygues à la vallée très indécise. Le matériau sableux distinct des limons pédochromes, le paléosol encroûté, la position hiérarchique nous incitent à voir dans le glacis de la Pointe une forme rissienne. La terrasse würmienne est observable à l'Est de Judaison dans la vallée de la Bérange. Quant aux croupes surbaissées de Valignac et du haut du Plan des Aires (Mindel? Riss ancien?) il n'est pas aisé de les situer dans le Quaternaire moyen.

--- A l'Ouest, sur le flanc de la vallée de la Balaurie, à proximité du pont où la D.24 franchit le canal d'irrigation de la C.N.A.R.B.R.L., les limons colluviés gênent l'observation. Toutefois le remblai entassant, en bordure du canal, les matériaux qui en sont extraits, permet de retrouver

les éléments d'un paléosol, ici enfoui sous la colluvion épaisse de 1,5 à 2 mètres, savoir: des éléments d'un colmatage argileux jaunâtre et des débris de croûte calcaire. On reconnaît des témoins d'un horizon B. Le paléosol en cause rappelle singulièrement celui qu'on peut voir en place près de Mudaison. L'altitude est de 11 mètres. Un peu en amont, le site de la Tour de la Pierre Blanche (f. Lunel, 1/20 000ème, n°5) à 16 mètres, montre, aux dépens du matériau pédochrome limoneux, un très beau sol à "horizon décarbonaté surmontant un niveau d'accumulation calcaire" avec un réseau dense de galeries (crotonas). Ce témoin, antérieur au glacis de versant du pont du canal, pourrait être mindélien comme le proposaient P. RUTTEN G. BOUTEYRE et J. VIGNERON (1963 p.) ou, plus vraisemblablement relever du Riss ancien.

La coupe que nous donnons par ailleurs, à propos du Lunellois, de la plaine de la Bruyère, à l'Ouest de Vérargues, montre, dans un terrain différent, en arrière de l'affleurement villafranchien et du barrage formé par le mésozoïque, une vigueur de dissection qui n'est pas supérieure à celle de la partie moyenne du piedmont de Mauguio.

(3)-Observations dans la partie basse du piedmont de Mauguio. Plus bas encore, à environ 5 mètres d'altitude absolue, au Sud de Lansargues, un encroûtement calcaire, horizon B d'un paléosol, peut être observé au fond du fossé de la route, au lieu-dit Picheirenc. Il est recouvert de deux mètres de colluvions pédochromes. En cheminant en direction de Can-

dillargues, l'on constate que ces limons continentaux remaniés tendent à occuper toute la hauteur visible des coupes. Ils sont désormais pratiquement dépourvus de cailloux. C'est dans ces colluvions que sont inscrites les vallées. La dénivellation entre le fond du thalweg et les croupes colluviales, de l'ordre de 2 mètres (puis moins, en gagnant vers le Sud) présente une allure abrupte (talus cartographié sur la coupure n°6 de la feuille de Lunel au 1/20 000ème au lieu dit la Fisile). C'est sans doute un flanc de vallée, mais aménagé par l'Homme. De même les thalwegs secondaires sont entretenus comme des fossés de drainage.

L'encroûtement pédologique pré-cité montre bien qu'il s'agit pour l'essentiel d'un épandage du Quaternaire moyen (Mindel? Riss?) plongeant doucement vers l'étang de l'Or et le Vistre inférieur. Même aidée par l'Homme, la légère entaille des thalwegs (Berbian, Viredonne, Bernouide, Bérange) est conforme à cette attribution. Mais il est évident que sur les croupes le colluvionnement superficiel s'est poursuivi bien après l'élaboration du paléosol, concourant à sa fossilisation. Lui aussi est en partie une oeuvre humaine, liée au labour et particulièrement aux cultures sarclées: vignoble, pommeraie. Comme on vient de le voir, les vraies terrasses, même limoneuses, ne sont plus visibles, les croupes colluviales dominant faiblement et directement les thalwegs.

L'ensemble de ces formations continentales passe sous l'étang. Pour autant qu'on puisse observer les rapports qu'elles entretiennent avec la zone littorale, nous proposons le schéma suivant:

(a)-"plongée" lente des formations limoneuses pédochromes mindéliennes ou rissiennes, porteuses du paléosol à encroûtement calcaire.

(b)-mise en place, au-dessus de ces formations du rivage eu-tyrrhénien dont des témoins ont été retrouvés du Mas d'Alban à Tartuguière en passant par les Cabanes de Forton, sis, aujourd'hui à des cotes inférieures de quelques décimètres au zéro marin, avec sables et galets et quelques coquilles dont *Tapes dianae*.

(c)-étalements würmiens, surtout limoneux, en provenance tant des thalwegs dessinés à l'amont que d'une récurrence du colluvionnement sur les interfluves.

(d)-recouvrement des matériaux, ci-dessus répertoriés par les terrains palustres du Flandrien, cependant que certaines colluvions post-würmiennes continuent de se former. Le front du dépôt palustre est relativement rectiligne au droit des interfluves, comme cela apparaît à l'aérodrome de Montpellier -l'Or. Il a envahi les basses vallées dessinant des rias colmatées, marécageuses et artificiellement drainées; la plus nette est celle du ruisseau d'Aigues-Vives à l'Ouest de Candillargues. Naturellement le colmatage de ces rias n'est pas purement lagu-

naire: au Flandrien proprement dit sont venus s'ajouter les apports post-würmiens des thalwegs.

CONCLUSION : les enseignements morphologiques de la plaine de Mauguio.

Il s'agit bien d'un piedmont complexe commun à l'extrémité orientale du "pli" de Montpellier et du Lunellois occidental. De ce point de vue la représentation qu'en donne la carte géologique de Lunel n'est nullement satisfaisante.

En tenant compte: 1)-de l'affaiblissement de la hiérarchisation des formes vers le Sud - Sud-Est (bien que cette dernière soit en partie justifiée par l'absence de parallélisme initial des terrasses, en fonction des variations de la charge et des conditions hydrodynamiques) ; 2)- de l'inclinaison des épandages vers l'étang comme vers la basse Vistrenque ; 3) - de la tendance au démantèlement des cailloutis villafranchiens dans la zone flexurée de contact avec la Garrigue et à la re-gradation du Nord du piedmont limoneux pédochrome du Quaternaire moyen, d'une part, de la tendance au colluvionnement persistant et tardif vers le Sud de la plaine; d'autre part, 4)- des relations entre les formations continentales pléistocènes et les formations lagunaires dans la zone littorale, ensuite; 5)- du tracé des drains subparallèles, trop significatif pour qu'il soit nécessaire d'en décrire longuement le réseau élémentaire, enfin, on peut conclure qu'un certain diastrophisme plio- quaternaire aide à comprendre l'agencement de ce pied-

mont: flexuration du contact plaine-Garrigue, mouvement de bascule de la plaine vers le sud, subsidence sublittorale.

Une contre preuve de cette interprétation peut être trouvée dans le paysage très différent de la plaine de l'Hérault, témoin d'une autre évolution diastrophique.

F - La plaine de l'Hérault.

Longue de 50 kilomètres du Pont du Diable (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°3-4) au Grau d'Agde (feuille d'Agde, 1/20 000ème n°7), large au maximum de 10 kilomètres, au minimum de 2, la plaine de l'Hérault inférieur se définit comme un couloir de basses terres, de direction méridienne, recoupant presque orthogonalement les structures demi-ruinées de l'édifice pyrénéo-provençal, comme il apparaît au sortir du massif de St-Guilhem-le-Désert, au droit de l'anticlinorium de Montpellier et au long du dôme disloqué de Castelnaud-de-Guers. D'une certaine manière, cependant, le fleuve s'avère grossièrement adapté, mais à une structure, semi-étrangère à l'architecture pyrénéo-provençale et qui a contribué à sa démolition, sorte de fossé complexe, aux effondrements récurrents, en partie masqué par des voiles transgressifs. De la sorte, adapté dans son ensemble, l'Hérault s'avère assez indifférent, dans le détail, aux particularités des couches du Crétacé supérieur et du Tertiaire qu'il rencontre. Tout au long de la plaine, il forme le trait d'union entre des paysages différents. Il a, du reste imprimé sa marque à cette plaine, tant

par l'étendue des épandages de cailloutis quaternaires que par la vigueur de son travail de dissection et par l'importance de son lit actuel -- lit à fond mobile d'organisme méditerranéen, à forte pente, (1,09m/km entre les ponts de Gignac et de Paulhan), où les étiages représentent le 1/10ème des débits ordinaires qui, lors des grandes crues séculaires, se trouvent multipliés par plus de 50 (J. ROUGE, 1959-63). Nous évoquerons brièvement le cadre et rassemblerons les caractères généraux de la plaine de l'Hérault inférieur dans un premier paragraphe. Nous en examinerons ensuite les principales sections, classées du Nord au Sud, en mettant l'accent sur les formes et formations quaternaires et actuelles.

1-Le cadre et les caractères généraux.

a)-L'encadrement lointain de la plaine de l'Hérault inférieur.

-en rive gauche:

Cet encadrement est déjà connu; il suffira de rappeler, du Nord au Sud: la retombée vigoureusement flexurée du plateau lutétien de la Lauze (feuille de Montpellier, 1/20 000ème n°1) au-dessus d'Aniane; la terminaison occidentale du "pli" de Montpellier précédée des Garrigues éocènes plissées à son contact et du petit "dôme" jurassique de St-Bauzille-de-la-Sylve, médiocrement exhumé de son enveloppe rognaco-vitrolloienne; la partie apparente du bombement de Castelnau-de-Guers où affleure le Crétacé supérieur entre les synclinaux d'Aumes et

de Florensac.

C'est le biseau des trois surfaces d'érosion étagées surface haute vers 300 mètres, surface fondamentale vers 180 200 mètres, méplats récents de 150 à 100 mètres qui procure une certaine unité à ces paysages structuralement très divers. On peut en dire autant de la partie septentrionale de l'encadrement lointain de rive droite qu'il convient, par ailleurs, d'analyser plus minutieusement.

-En rive droite:

L'Hérault se dégage des Garrigues jurassiques de St-Guilhem-le-Désert qui forment le cadre septentrional de la plaine jusqu'aux environs d'Arboras. Dans ce massif plissé mais, plus encore, faillé, les terrains de bordure appartiennent aux calcaires du Malm, formant une bande de quelques centaines de mètres de largeur. Viennent ensuite, généralement plus étroits, les affleurements du Callovien et du Bathonien supérieur où sont représentés des calcaires se débitant en plaquettes et des faciès magnésiens. Plus au Nord, les roches dolomitiques s'imposent dans l'aire étendue occupée par le Dogger. Ces indications lithologiques ont leur prix: sables et gélifracis abondent sur cette lisière septentrionale de la plaine, crachés par les ravineaux des Garrigues et étalés à l'aval.

-- Au-delà d'Arboras, les terrains mésozoïques n'occupent plus que 500 à 800 mètres de large, hachés de failles subméridiennes à compartiment oriental effondré, structure

qui dessine une sorte de monoclinale affecté de contacts anormaux à signification d'étirement. Ainsi l'on passe rapidement, de l'Est vers l'Ouest, du Malm aux calcaires du Lias inférieur. Entre les dislocations qui prolongent la faille de la Séranne (faille de Font-de-Griffe), les blocs monoclinaux connaissent des pendages variables de 20 à 50° (H. GOTTIS, 1957, 1964, p. 58).

Cette mince lame mésozoïque s'appuie, tantôt par contact anormal, tantôt par l'intermédiaire d'une semelle de Trias marneux sur les argilolites et les grès lie de vin du Pernien de Lodève (Saxonien, reposant lui-même sur l'Autunien). En arrière, le Rocher de Vierges (522m), sinon le Puech Bouissou, n'est pas la butte témoin de la corniche du Larzac, bien que de même composition géologique, mais un paquet déplacé par collapse, structure en relation anormale avec son substrat; il limite l'horizon à l'Ouest de la plaine de l'Hérault. La lame mésozoïque est franchie par la Lergue à la cluse de Rabieux. A plus d'un titre, comme on le verra, le Bas-Lodévois apparaît, morphologiquement parlant, comme une annexe de la plaine de l'Hérault. Il n'en va pas tout à fait de même du Haut-Lodévois, séparé du précédent par la barre cambrienne de Lodève que la Lergue traverse néanmoins à la faveur d'une autre cluse et au sommet de laquelle quelques méplats supportant des placages triasiques attestent les traces de la surface post-hercynienne. En effet, à l'amont de la barre de Lodève, empilant la série des couches triasiques et liasiques (celles-ci amincies et en partie lacunaires), en gros pendant au Nord, le Haut-

Lodévois figure un "vallon" pré-caussenard du Larzac. Il contribue pourtant à la couverture alluviale de la plaine de l'Hérault grâce aux dolomies et gélifracsts calcaires du Lias; tandis que le Bas-Lodévois fournit à la Lergue, puis au fleuve côtier, ses boues et ses "galets d'argiles rouges", ses alluvions caillouteuses, aussi: grés permien et blocs de basalte.

Au Sud de la cluse de Rabieux, s'infléchissant vers l'Ouest, l'affleurement mésozoïque principal, devenu plus complet par réapparition de termes élevés de la série, se poursuit dans le massif de Mourèze et la crête de St-Jean-d'Aureillan (Montagne de Liausson, feuille de Lodève, 1/25 000ème n°5-6) qui apparaissent eux-mêmes, enveloppant la retombée septentrionale de la Montagne Noire orientale avec laquelle la faille des Aires les met en contact, comme un prolongement, tectoniquement moins tranquille, de l'Avant-Causse de Bédarieux.

--- Immédiatement au Sud du Massif de Mourèze, l'encadrement lointain de la plaine de l'Hérault est représenté par la terminaison orientale de la Montagne Noire sédimentaire et paléozoïque. Cette entité est brutalement interrompue par un accident probablement profond, certainement ancien (tardi-hercynien) mais à rejeux multiples (coulisse de l'édifice pyrénéen réanimée en ambiance de détente à partir du Stampien)(cf. D.L.L.T. TAUBER, 1973, croquis des pp.118-221-225). Il recoupe par le travers une structure dont on ne peut ici que rappeler très brièvement la complexité.

Dans une variété lithologique extrême (grés, schistes, calcaires, anciennes laves, conglomérats à lydienes etc...) se superposent deux ensembles de nappes hercyniennes. L'inférieure est la nappe de l'Augères, sous-jacente à la nappe de l'ardailhan représentée plus à l'Ouest. Elle a reçu, du point de vue de l'importance des séries inversées, deux interprétations différentes selon qu'on admet une poussée venue du Sud ou son glissement depuis la zone axiale granito- leissique de l'Espinouze, au Nord. Selon que l'on adopte l'un ou l'autre de ces systèmes explicatifs, l'on interprétera différemment certaines figures: faux synclinaux replissés ou nœuds anticlinaux plongeantes et l'extension des aires autochtones et allochtones paraîtra différemment répartie. L'étude de la schistosité paraît, du reste, plus favorable à la seconde hypothèse. De toutes façons l'unité des Monts de l'Augères est recouverte au Sud-Est par la nappe écaillée des Monts de Cabrières, plus rigide et largement disloquée. Son avancée, très probablement à partir du Sud, a donné lieu à un rabotage basal sur semelle ordovicienne au Nord, ordovicienne et silurienne au Sud. Elle recouvre toujours le Viséen des Monts de l'Augères; mais les tufs du Stéphanien scellent, à la fois, les débris de la nappe de Cabrières et leur substratum; de la sorte, la mise en place de celle-ci se trouve rigoureusement datée (Notice explicative de la feuille géologique de Bédarieux au 1/80 000ème, 3ème édition).

De cet ensemble, visible de la plaine de l'Hérault, émerge la corne du Pic de Vissous (480m.), sculptée dans les calcaires blancs cristallins du Dévonien moyen. C'est qu'il s'agit d'une très basse "montagne", affectée par les actions de planation tertiaire (v. carte morphogénétique d'ensemble au 1/750 000ème) à partir de quoi s'est développé le relief différentiel actuel. Ce biseautage intéresse également la couverture mésozoïque des régions de Clermont-l'Hérault- Nébian et de Lieuran-Perret (feuille de Lodève, 1/20 000ème n°6-7).

Les collines mésozoïques de la région de Clermont-l'Hérault-Nébian sont constituées par des formations liasiques: calcaires de l'Hettangien, du Sinémurien et du Pliensbachien (se montrant bréchiques à la base), enfin marnes du Toarcien. Cette série repose sur le Trias supérieur marno-gypseux. A la faveur d'une crise d'érosion qui leur est antérieure, elle a piégé des dépôts continentaux paléogènes: marnes, argiles et grés rutilants de l'Eocène inférieur et calcaires lacustres blancs un peu marneux à Planorbis pseudo-ammonius du Lutétien. Ces dernières formations sont particulièrement bien représentées à l'Ouest de la route de Clermont-l'Hérault à Lacoste où elles sont affectées par des cassures. L'ensemble mésozoïque et paléogène est, en effet, repris par une tectonique difficile à définir. Les terrains calcaires du Lias montrent, en gros, une disposition générale subtabulaire. Mais ils sont localement plissotés et surtout faillés, avec des indices de recouvrement anormal, notamment du Lias inférieur sur le Toarcien. "Le rabotage basal

du Lias calcaire sur les marnes du Toarcien et du Trins" est, dans ce secteur "d'une belle clarté" (Notice de la feuille géologique de Bédarieux au 1/80 000ème, 3ème édition); et R.PLEGAT (D.E.S. Sciences, Montpellier, 1952) a observé l'étiement des couches du Lias calcaire au Nord-Ouest de l'affleurement et leur tendance à l'écaillage et au redoublement au Sud-Est. M.GOTTIS (1957-1964, pp.59-61) est donc fondé à concevoir là les effets d'une translation de la couverture sédimentaire de la Montagne Noire -- phénomène probablement, pour partie, postérieur à l'orogénèse pyrénéo-provençale -- et à définir la dépression de Villeneuve comme une "fenêtre", encombrée encore par des chicots liasiques laissés "à la traîne" en arrière de la masse allochtone principale.

---- Au Sud de Peret, les affleurements mésozoïques au contact de la Montagne Noire orientale s'annulent, réduits à des buttes de quelques mètres à quelques centaines de mètres, pour leur plus grandes dimensions, s'alignent à l'Ouest - Sud-Ouest, s'éloignent de la vallée de l'Hérault. Celle-ci est désormais bordée par les croupes du Biterrois oriental qui s'inclinent d'environ 135 mètres à l'Ouest d'Aspiran, jusqu'à une dizaine de mètres à la sortie Sud de Bessan, pour s'effacer finalement à proximité de Vias. Comme on le verra plus loin, le substrat mésozoïque du Biterrois ne peut être retrouvé que par sondage dans ce secteur. Trois voiles successifs le recouvrent. Celui de la molasse miocène transgressive est de beaucoup le plus étendu: elle intéresse non seulement

le Biterrois tout entier, mais même l'ensemble de la plaine de l'Hérault jusqu'à St-Jean-de-Fos. Par contre, la transgression pliocène est demeurée un épisode méridional et, du reste, ni les argiles plaisanciennes ni les sables astiens marins ne sont visibles en surface, même dans l'Agadès. Toutefois, la couche à Potamides Basteroti que nous avons choisie comme "charnière" entre les temps tertiaires et quaternaires et des limons et sables continentaux sont représentés jusqu'au Nord de St-Thibéry. Ils inaugurent la construction d'un vaste glacis d'accumulation daté du Villafranchien ancien (limons et argiles rouges, graviers et cailloutis à quartz et lydiennes, mais sans basaltes, datés par le Mastodon arvernensis). L'Hérault dont l'activité ancienne s'était déjà manifestée dans l'élaboration de la "molasse à dragées" n'a certainement eu qu'une part aux côtés d'autres organismes fluviatiles dans le dépôt des sables continentaux et dans la mise en place du glacis Villafranchien où l'analyse pétrographique (P.DEMANGEON, 1959) permet davantage de mettre en évidence l'apport de la Montagne Noire (et de la "zone interne" de l'Espinouze) beaucoup plus nettement que celui de l'Aigoual.

----- L'absence de basalte et de tufs dans cet épandage du Villafranchien ancien le situe comme antérieur au volcanisme caractéristique de cette bordure occidentale de la plaine de l'Hérault (P.DEMANGEON, 1959). Comme il s'agit d'appareils réduits aux émissions très limitées, chacun n'ayant eu

qu'une activité éphémère, il n'y a aucune raison de penser qu'ils soient rigoureusement synchrones. Mais la mise en place des laves ne peut cependant être conçue que dans une "fourchette" chronologique assez étroite. Outre le Villafranchien ancien, les laves de Lacoste et des Potences (feuille Aspiran-Lodève au 1/25 000ème n°7-8), fossilisent des éléments de terrasse dont l'analyse de détail montrera qu'ils appartiennent à un Quaternaire relativement inférieur (Günz ancien) tandis qu'en contrebas de la dernière table citée, s'ancre le niveau alluvial qui couronne aussi la butte de la Tour de Puech Augé (f. Lodève, Nehan, 1/25 000ème, n°7-8) et qu'on ne peut que rattacher au Günz récent ou au Mindel. Ces résultats sont conformes à ceux qu'a donné la datation absolue du volcan de Valros (feuille de Pézenas, 1/25 000ème n°5-6), soit 1,6 million d'années. L'on sait que des chiffres un peu plus faibles ont été retenus après mesure du magnétisme rémanent pour les volcans de St-Thibéry et d'Agde (J. BARRIERE et J. MAZIER, 1971).

En conséquence, du Lodévois au Golfe du Lion, toute l'évolution morphologique s'est poursuivie pendant une bonne partie du Quaternaire moyen et durant la totalité du Quaternaire récent, selon une inversion généralisée du relief qui rend compte du tracé des vallées affluentes de l'Hérault (Dourbie, Boyne, ruisseaux de Tartuguiet et de la Frairie, proches de Caux). Il s'ensuit la mise en valeur de véritables imitations de la Montagne de la Serre limagnaise, tant dans le pays de Lodève (Cayroux, Carols, Cébéro, Auverne, Germane encadrant

la vallée de Salagou et, à proximité, Lacoste) qu'en bordure Nord-Est de l'accumulation biterroise (Les ontèzes, Nébian, Ginestet, les Potences (feuille de Lodève 1/25 000ème, n°7-8; le Causse- plateau de l'Arnet : N. de Lézignan-la-Cèbe, Lavade - f. de Pézénas 1/25 000ème n°1-2 et 3-4). En outre, comme le remarquent J.BARRIERE et J.MAZIER 1971, p.126), ces laves "ont contribué de façon capitale à la stabilité de cette rive, en limitant les possibilités d'érosion régressive dans les thalwegs, fournissant ainsi une limite Ouest à l'extension de la plaine alluviale". Les terrains paléogènes, la molasse miocène et les laves de la fin du Quaternaire ancien ne sont pas seulement représentés sur la bordure de la plaine de l'Hérault inférieur, ils y forment le sousbassement des nappes alluviales du Quaternaire moyen et récent. Il est donc opportun de distinguer la "plaine" de l'Hérault et sa vallée, toutes deux déprimées, tantôt tendant à se confondre, tantôt faciles à séparer en fonction de l'importance des affleurements tertiaires qui apparaissent, de part et d'autre des terrasses. C'est à la notion de vallée que s'applique la conception d'un encadrement rapproché.

b)-Le proche encadrement de la vallée de l'Hérault inférieur:

-Mises à part quelques traces de la formation rutilante rognaco-vitrollienne qui se trouvent conservées au miroir de l'accident à relais qui, du Pont-du-Diable à Arboiras, ferme le Nord de la plaine de l'Hérault, le plus ancien

terrain affleurant dans la dépression est le calcaire lutétien du massif de Montpeyroux (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n° 3-4). Il s'agit d'un ensemble anticlinal aplani, exhumé de la molasse qui se montre à proximité au hameau de la Meillade. Il est donc aisé de reconnaître, tectoniquement abaissé, un fragment de la surface fondamentale qui, du reste est loin de se présenter intact. Une série de ravineaux nés sans doute sur la couverture molassique, que leur tracé "conséquent" conduit des abords de l'accident bordier pré-cité vers le Lagamas (c'est-à-dire de la périphérie au centre de la plaine) s'y sont surimposés. Eux-mêmes sont à l'origine de courts drains "obséquents". La plupart se trouvent aujourd'hui privés d'écoulement, et leurs vallées colmatées de gélifracsts, conquises par la vigne, demeurent anonymes. Un seul est pourvu d'un nom, le ruisseau de l'Avenc, dont l'alimentation épisodique est assurée au tiers de son parcours par le Trou du Drac, trop plein de la rivière souterraine de Clamouse. Ainsi le massif lutétien s'est-il trouvé disséqué en une série de buttes au sommet aplani que séparent des couloirs larges d'un peu plus de 100 mètres et profonds de 20.

-- En discordance sur le Lutétien, bien visible à Lagamas, se trouve une formation lacustre dont le faciès le plus étendu (et bien davantage sur l'autre rive de l'Hérault) est constitué par des marnes jaunâtres. Mais cette formation admet encore des calcaires en plaquettes, des grès et se trouve coupée de lentilles importantes d'un poudingue grossier représentant quelquefois des éléments au cadre jurassique et éocène.

Datée encore du Bartonien dans la 2ème édition de la carte géologique au 1/80 000ème pour les feuilles de Montpellier et de Bédarieux, elle est généralement aujourd'hui reconnue comme oligocène. C'est là, on le sait, une révision, qui a été amorcée depuis une décennie dans l'ensemble du pays montpelliérain. On en trouve la trace tant sur la 1ère et la 2ème édition de la feuille de Montpellier au 1/50 000ème que dans les sigles portés sur la feuille de Pézenas au 1/50 000ème dans l'Atlas hydrogéologique du Languedoc Roussillon (F.JAHANBAKHCH 1969). C'est un point pour lequel on attendra avec impatience la feuille de Lodève au 1/50 000ème encore incomplètement levée. En effet l'on n'a pas oublié la distinction fondamentale entre l'Oligocène inférieur conglomératique, formation de grand transport où les éléments siliceux sont en nombre important, et l'Oligocène moyen élevé et supérieur où dominent localement les faciès à émoussé imparfait dont les galets proviennent du cadre proche. Or les deux types sont représentés dans la plaine de l'Hérault. Pour autant que nous puissions proposer un grossier schéma de répartition avant que ne soient publiés des documents géologiques précis, nous admettrons que l'Oligocène supérieur conglomératique prédomine au Nord et à l'Est de la plaine, tandis que l'Oligocène moyen et récent occupe une position plus centrale. Cette formule sommaire est, en tout cas, conforme à l'analyse que nous avons donnée du remplissage du fossé de Sainton-Cabrials qui s'ouvre à l'Ouest sur la grande dépression de l'Hérault inférieur. S'agissant de formations conglomératiques peu déran-

gées, notamment en ce qui concerne l'Oligocène inférieur à élément siliceux, de curieuses convergences apparaissent dont il conviendra d'éviter le piège. C'est ainsi qu'à 900 mètres de Gignac, au long de la route d'Aniane (près du domaine de Rieussec), à 25/30 mètres d'altitude relative au-dessus de l'Hérault distant seulement de 500 mètres, un banc de conglomérats oligocènes imite une terrasse quaternaire et cela d'autant plus qu'il n'est que faiblement perché au-dessus de la terrasse de 10 mètres, tout à fait authentique, celle-ci. Il ne s'agit bien entendu que d'un replat structural sculpté au flanc de la Vallée.

-- Egalement discordante, aussi bien sur le Jurassique que sur le Crétacé supérieur, l'Eocène et l'Oligocène, la molasse miocène n'est pas moins susceptible de donner des reliefs structuraux, par le fait des contrastes de résistance que présente localement sa stratigraphie. Nous ne rappellerons que brièvement cette dernière de la base au sommet:

--- Marnes helvétiques bleues, sableuses et micacées, incluant des bancs cimentés d'*Ostrea crassissima*.

-- Molasses calcaires sablo-gréseuses de l'Helvétien supérieur. Un faciès d'estuaire est signalé près de Lagamas de teinte jaunâtre avec bancs de lumachelles (calcaire moellon) quelquefois résistants (Le Pouget).

--- Calcaires laguno-lacustres dits "à Hélix" du Tortonien.

---- Molasse "à dragées" de quartz blancs, généralement de diamètre centimétrique, mais ne pouvant se confondre,

lors même que la granulométrie devient plus grossière, avec le Villafranchien beaucoup plus coloré (v.chap.I). Formation typique de la rive droite de l'Hérault, elle est cependant représentée - en partie démantelée) au sommet des buttes de St-Gervais, 144 mètres et du Puech-del-Vas, 140 mètres, au Nord de Plaissan (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°7-8).

Comme il est fréquent dans la molasse languedocienne, l'Helvétien des environs de Puilacher montre deux dépressions fermées à fond marécageux que nous avons interprétées ailleurs comme des formes de karst "indirect". Ce sont les calcaires-moellons, les calcaires à Hélix Rebouli et les molasses à dragées qui expliquent les buttes que l'on rencontre tant dans le centre de la plaine que sur la bordure orientale de la vallée. Couronnées de cailloutis du Villaf ancien ancien ou de lambeaux alluviaux plus tardifs quoique toujours appartenant au Quaternaire ancien, les buttes de molasse se remarquent moins dans le paysage de la bordure occidentale où les éléments de glacis plus ou moins dégradés et les hauts niveaux de terrasses isolés retiennent davantage l'attention.

Par contre, couche à Potamides et gables continentaux notés, par tradition p^{ob} sur la feuille de Bédarieux au 1/80000ème 3ème édition, n'affleurant, comme on l'a vu qu'au niveau de St-Thibéry, ne se prêtent qu'à des formes banales de versants.

Les données stratigraphiques et tectoniques, évoquées ci-dessus, ne sont pas seulement utiles à la justification des reliefs structuraux modestes de la plaine de l'Hérault (en

amont du confluent de la Lergue) et de ses bordures, elles permettent de suivre l'évolution de cette importante dépression subméridienne et d'en définir le type. Par là, il sera plus aisé de comprendre les relations que le fleuve entretient avec cette plaine.

c)-Le fossé de l'Hérault inférieur et son évolution:

-Le premier indice d'un effondrement résulte de la brutale interruption de l'extrémité orientale de la Montagne Noire. L'on a noté qu'il s'agissait d'une dislocation ancienne, par ailleurs majeure. Elle s'aligne, en effet, sur le faisceau des fractures qui affectent la lame des calcaires mésozoïques de Rabieux à Arboras et sur la faille de la Séranne (Pont de Griffes), le faisceau s'articulant, en outre, sur la faille des Aires, également majeure. Nul doute que les fractures rapprochées de Rabieux ne correspondent, en profondeur, à une dislocation affectant le socle pré-permien quelque importante qu'ait été, à l'Ouest, la subsidence de la fosse de Lodève.

De tels accidents sont, en Bas-Languedoc, affectés de rejeux multiples. Tel est bien le cas puisqu'il a fixé l'un des mouvements en coulisse les plus importants de la région, au cours de l'orogénie pyrénéo-provençale (M.MATTAUER, 1973)

-- Entre temps, à l'Eocène inférieur, s'étaient manifestés les accidents qui se relaient du Pont du Diable à Arboras suivant une direction à peu près orthogonale à celle des précédents. A leur pied sont conservées des formations rutilantes assez peu épaisses de cachet vitrolien, dont la plus remar-

quable est un conglomérat à gros blocs atteignant tout de même plusieurs mètres de puissance. On peut l'observer à Valloubière (W. de St-Jean-de-Fos, feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°3-4).

En gagnant ce lieu-dit depuis la D.141, l'on passe sur une sorte de pédiment rocheux quaternaire qui a biseauté les bancs ou les lentilles solidement cimentés de ce conglomérat, montrant de larges affleurements stériles, entièrement dépourvus de terre végétale. A Valloubière même, un thalweg descendu du massif jurassique l'entaille. Ses petits affluents tendent à séparer conglomérat et massif dégageant le plan de faille; cas classique d'un glacis détaché des hauteurs où il s'appuyait, dessinant (les cailloutis au-dessus de l'argile rouge) une sorte de micro-cuesta à front tourné vers l'amont. Sur le front de cette petite cuesta, comme dans la percée conséquente du petit ravin de Valloubière, il est aisé d'observer la tranche du conglomérat Vitrollien. Celui-ci se caractérise par des blocs décimétriques à pluri-décimétriques, mal émoussés et empruntés au Jurassique qui s'étend immédiatement au Nord.

Ce faciès est très proche d'une brèche d'écroulement syntectonique ou immédiatement post-tectonique. On peut en conclure une activité des accidents bordant au Nord la plaine de L'Hérault au cours de l'Eocène inférieur, soit au cours de la première phase pyrénéo-provençale.

D'autres points d'observation de la brèche ne sont pas moins intéressants. A l'Ouest du précédent gisement, à la Meillade, où cette formation passe sous les couches helvétiques, elle n'est pas séparée du massif jurassique sur lequel elle repose, au contraire, s'inclinant, comme les assises de ce dernier, vers le Sud. Elle bute, en amont contre le plan de faille; mais cet accident est nivelé et le biseau qui recoupe le Malm et l'Eocène inférieur s'incline dans le sens même où pendent les couches. Bien qu'une brèche d'écroulement dispose d'une pente originelle qui peut-être élevée, nous émettrions volontiers l'hypothèse d'une sorte de mouvement de bascule du compartiment en aval de la faille, vers le centre de la plaine de l'Hérault.

Au Pont du Diable, la même formation de l'Eocène supérieur existe: argile et brèche à ciment rutilant, mais considérablement amenuisée. Redressée, plaquée contre le plan de faille, elle a été elle-même fortement tectonisée. En effet, non seulement elle a subi des transformations cataclastiques, mais elle est, à son tour, affectée par des répliques de la faille principale. Ici, par conséquent, le rejeu est avéré.

Il est logique de penser que l'un de ces épisodes du rejeu soit imputable à la phase pyrénéo-provençale majeure. Mais les preuves décisives nous manquent. Tout au plus peut-on rappeler que la tectonisation de l'Eocène inférieur du Pont-du-Diable a pu être plus aisément acquise en phase de compression; et, d'autre part, qu'on peut relever des stries

à l'horizontale, donc impliquant un mouvement en décrochement, sur un miroir de faille près d'Arboras.

Par contre l'aspect actuel de ces accidents est celui de failles normales, à compartiment méridional effondré. Une ambiance de distension (succédant sans doute localement à la compression évoquée ci-dessus) est même prouvée par la faille ouverte observable non loin du pont de la D.9, au-dessous d'Arboras. C'est poser le problème du diastrophisme oligocène et post-oligocène, ainsi caractérisé en Bas-Languedoc.

--- Deux arguments permettent d'attester la mobilité de ce secteur durant l'Oligocène : (1) - d'une part le faciès très grossier des cailloutis de la partie moyenne et de tels niveaux élevés de cet étage, cailloutis considérés comme sédiments corrélatifs du diastrophisme; (2) d'autre part, la puissance de l'ensemble oligocène y compris le niveau inférieur dit conglomératique, puissance d'un dépôt lacustre impliquant une certaine subsidence.

De fait, l'épaisseur de l'Oligocène, peut s'accorder avec cette justification. La notice de la feuille de Pézénas de l'Atlas hydrogéologique au 1/50 000ème du Languedoc-Roussillon propose pour les seuls termes inférieurs 60 mètres de dépôts détritiques et 20 mètres de calcaires marneux blancs. Il semble même que l'on puisse avancer un chiffre un peu supérieur pour le centre du bassin d'Aniane. Une recherche d'eau y a été implantée au lieu-dit les Charmettes près du confluent du Rieu dans l'Hérault (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°3-4).

Le point de départ se situe vers 60 mètres sur une terrasse quaternaire. Mais il s'agit d'une terrasse de type étagée et bien qu'elle domine le lit actuel du fleuve de 15 à 20 mètres, il n'est pas question de lui accorder plus de 5 à 6 mètres d'alluvions recouvrant l'Oligocène. La sonde ayant été arrêtée vers 75 mètres, sans sortir des argiles à conglomérats, on compte donc 70 mètres d'Oligocène traversés; ce qui porte à 10 mètres sous le zéro marin. Par ailleurs, à un peu plus d'un kilomètre à l'Est les mêmes marnes jaunes à cailloutis s'élèvent à 130 mètres au Puéchauma. Certes, l'on doit tenir compte d'une certaine inflexion synclinale que dessinent ces assises: elles s'inclinent vers le centre de la plaine aussi bien depuis la bordure orientale, comme symétriquement, elles le font à partir de l'Ouest au flanc de l'anticlinal éocène de Montpeyroux. Mais, même compte tenu de ces déformations, on ne peut accorder moins de 100 mètres de puissance aux couches en cause. Il y a donc bien affaissement de la plaine de l'Hérault à l'Oligocène. Il n'est pas impossible que la flexure de l'Eocène à l'Est d'Aniane ait alors acquis une partie de sa courbure. De même on peut penser que l'accident qui a effondré, sur l'emplacement de Pézenas, la portion nord-occidentale du dôme de Castelnau-de-Guers, affectant une structure pyrénéo-provençale se soit accentué à ce moment (même s'il se réanime ayant déjà joué syntectoniquement par rapport à cette structure plissée).

Rappelons l'importance que, respectivement, M. GOTTIS (1960-62) et M. MATTAUER (1973), accordent au phénomène de la distension oligocène dans la création du fossé de l'Hérault inférieur. Cet épisode décisif a préparé l'ingression miocène qui a été ici particulièrement importante.

---- Quelle a été l'évolution de ce fossé depuis la transgression miocène?

On mettra en premier lieu l'accent sur les enseignements du calcaire à Hélix Rebouli et de la Molasse à dragées. Ces faciés expriment une certaine mobilité. Le calcaire à Hélix marque une tendance à la régression. C'est une exaltation du relief à l'amont suivie de la régression pontienne que dénonce la molasse à dragées. En somme, au même titre que "l'Eperon" jurassique voisin, la plaine de l'Hérault participe au mouvement de bascule et au renversement d'ensemble des pentes languedociennes. Le confirme la médiocre pénétration de la transgression pliocène qui vient ensuite et qui n'intéresse que le sous-sol de l'espace littoral actuel.

Fort peu dérangée, la molasse ne peut guère indiquer une reprise sélective de l'effondrement du fossé:

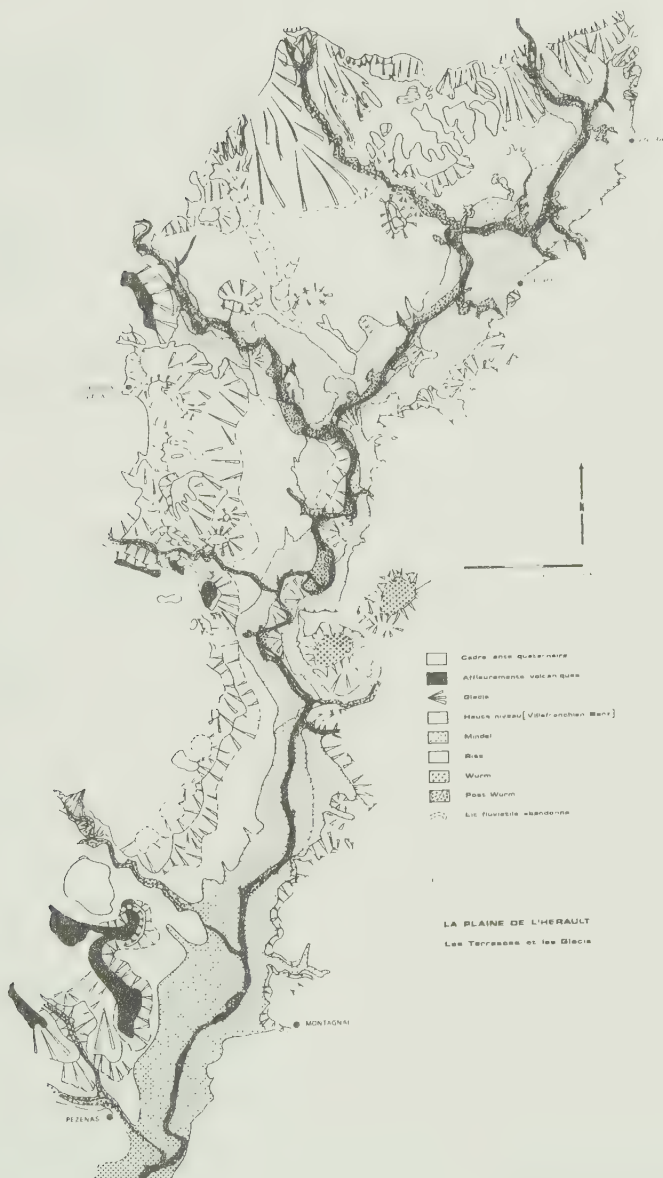
Par contre l'arrivée, en Biterrois, des cailloutis du Villafranchien a été interprétée de façon convaincante (P. DEMANGEON 1959) comme un signe de mobilité relativement importante de la Montagne Noire. Nous avons tenté d'établir qu'un diastrophisme un peu plus modeste mais non négligeable

affectait "l'Eperon" jurassique dans le même temps. Sauf dans le secteur aval où il est un peu plus récent, le volcanisme n'entraîne aucune assurance quant au fait que les mouvements auraient continué un peu plus tardivement dans la vallée de l'Hérault: l'on sait que les émissions dirigées par les fissures profondes sont fréquemment post-tectoniques.

La plaine de l'Hérault se définit donc, établie sur le lieu de très anciennes dislocations, comme un fossé de distension oligocène, affecté par le mouvement de bascule post-stampien et singulièrement néogène puis quaternaire ancien. A ces occasions se sont établis le voile de la molasse et celui des cailloutis continentaux "villafranchiens". C'est à travers ces voiles que le fleuve a tracé son cours, s'adaptant finalement en gros à une structure définie antérieurement. Comme le grand fleuve alpestre dans la dépression rhodanienne, l'Hérault est un tard venu dans sa plaine. Mais, fleuve travailleur, l'Hérault a modelé ce territoire selon des modalités qui tiennent compte des oscillations morphoclimatiques mais peuvent également renseigner sur les ultimes mouvements du sol. De là l'intérêt des formations quaternaires (la "vallée" proprement dite) qu'il est nécessaire d'examiner par sections.

2)- La plaine alluviale, le bassin d'Aniane :

Occupant la partie septentrionale de la plaine de l'Hérault on peut le limiter au Sud par la tendance au rétrécissement que lui imposent l'affleurement éocène, d'une part, et les collines oligocènes, d'autre part, sur un alignement



Montpeyroux-Gignac. Sa dissymétrie est à l'inverse de celle qu'on rencontrera plus au Sud; les principaux affluents parviennent au fleuve depuis le Nord et l'Est: Rieu (Rieu de Montcalmès), ruisseaux des Corbières et de Gassac, Rieussec); sur l'autre rive, le Lagamas, qui reçoit l'appoint d'une source minérale à proximité de St-Etienne-des-Airs, lui est quelque peu extérieur. Cette dissymétrie qui n'intéresse guère les bas niveaux, se marque encore, pour les plus élevés, dans la morphologie quaternaire.

a)-Les deux plus basses terrasses:

Immédiatement en aval du Pont-du-Diable, exploitée par une gravière, on observe une très basse terrasse qui se tient à 2 mètres environ au-dessus des eaux ordinaires. Elle est composée d'alluvions fort hétérogènes (galets, graviers, sables) mais bien émoussées où se retrouve le spectre pétrographique de l'Aigoual et de ses enveloppes. Le blanc éclatant de ces dépôts souligne l'absence d'évolution pédologique notable. Par ailleurs, cette accumulation est encore recouverte par les fortes crues. Seules les hautes eaux très exceptionnelles, comme celles de l'automne 1958, affouillant la mouille qui fait suite à l'issue de la gorge sont capables de la nourrir en sables et en éléments grossiers; la plupart des crues ne charrient que des limons qui sont sédimentés au pied du talus de la terrasse surincombante. Constituant un milieu frais, ces limons qui se retrouvent assez fréquemment plus à l'aval, dans la même position et au même niveau, sont tantôt conquis

par des arbres hygrophiles, tantôt exploités en prairies
(P. MARRES, 1954) .

A tous ces détails, on aura reconnu la très basse
terrasse fini-würmienne généralement encore submersible en Bas-
Languedoc. L'une des raisons pour lesquelles nous lui accordons
cette faible ancienneté et nous refusons de n'y voir qu'un élé-
ment du lit majeur actuel de l'Hérault est sa relative corres-
pondance d'altitude avec la basse terrasse rocheuse karstifiée
et toute travaillée par les marmites que l'on suit à environ
6 mètres au-dessus des eaux moyennes au long de la gorge du
fleuve. Egalement submergée par les fortes crues, en raison
de l'étroitesse du lit rocheux profond de 20 mètres, elle n'est
cependant pas actuelle, se référant à un stade de creusement
et à une largeur de la section mouillée qui appartiennent déjà
à un certain passé.

La légère différence d'altitude relative entre la
terrasse rocheuse d'amont et la terrasse construite d'aval
ne nous paraît pas un obstacle au "raccordement" que nous
proposons puisque, en-deçà de l'emplacement du pont, les gorges
ne pouvaient que freiner le courant et occasionner un relève-
ment du plan d'eau, tandis qu'au-delà l'effet de chasse et l'éta-
lement du courant tendaient à abaisser celui-là.

Cette très basse terrasse s'observe aussi au long du
cours du Rieu, par exemple de part et d'autre du pont de la
D.77 où elle remanie, du reste, sur quelques mètres de large à
peine, des cailloutis et des limons empruntés à un épandage

antérieur de l'Hérault. Elle est également représentée au confluent dans le fleuve du ruisseau de Gassac (domaine des Sylphes) et proche de celui du ruisseau des Corbières (Source de la Tane) (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°3-4).

---La terrasse située immédiatement au-dessus, sise à 65/66 mètres d'altitude absolue, soit 10 à 15 mètres plus haut que le lit actuel est du type étagé: les marnes jaunes apparaissent sous le recouvrement alluvial à la retombée de son balcon qui est abrupte. Représentée sur les deux rives, elle s'étend plus largement à gauche qu'à droite, du moins entre le Pont du Diable et Aniane (où la pente est de 2‰). Le matériau alluvial présente la même origine qu'au niveau inférieur. La granulométrie n'est pas sans rapport avec la nature pétrographique: si tous n'atteignent pas cette taille, c'est parmi les quartz et les quartzites (ces derniers moins nombreux) que l'on trouve le plus fréquemment les grands diamètres (15 à 20cm), les granites sont généralement assez altérés et montrent rarement plus de 10/15cm de grand axe, comme il convient à une roche plus fragile; les schistes, débités en lamelles, apparaissent souvent cassés après éboulés et s'avèrent friables. On constate donc un début d'altération. Le sol brun n'est pas non plus très évolué. Par ces caractères comme par sa position cette terrasse est à mettre en rapport avec un épisode très humide du Würmien (sans doute dans la première moitié de cette période).

La nappe alluviale s'est construite par des apports successifs de caractères différents. P.MARRES (1954) a pu suivre les terrassements de la cave coopérative d'Aniane: 6 mètres d'alluvions s'y entassent en lits de 0,40 à 0,50 mètre faisant alterner le cailloutis quartzeux et des sables limoneux. Il s'agit du comblement d'une poche, car à peu de distance, le thalweg du ruisseau des Corbières ne montre que 2 mètres de couverture alluviale et pas davantage celui du Rieu, sis un peu en amont.

Du reste, cette nappe alluviale würmienne a tendance à s'amenuiser depuis le débouché de la Gorge de l'Hérault vers l'aval, si l'on fait abstraction des irrégularités locales du type décrit au paragraphe précédent. Les variations latérales ne sont pas moins intéressantes mettant en cause la granulométrie. On peut les suivre sur la feuille topographique de Lodève au 1/25 000ème (n°3-4) grâce à l'interprétation toponymique (P.MARRES -ibid.): près du fleuve l'on peut relever le tènement des "Palédasses" (étym.: palet, affecté d'un suffixe augmentatif); un peu plus loin c'est celui des "Clavelliès" (étym.: clavel, le caillou, en fait des graviers associés à des sables); enfin, vers le Nord-Est, au-delà de ces dépôts grossiers, dans un angle mort et colmatant un léger vallonement, les fins atterrissements difficiles à égoutter du lieu-dit "Le Lac" .

On suit donc le passage des dépôts turbulents des levées alluviales à la sédimentation des eaux tranquilles du lit majeur exceptionnel. Cette disposition donne à penser que,

dans sa section Nord - Nord-Ouest, Sud - Sud-Est, le lit de l'Hérault ne s'est pas déplacé très sensiblement depuis le Würmien. Toutefois l'attraction du Rieu et du ruisseau des Corbières explique assez bien le méandre des Charmettes. Au passage, l'on notera que ces deux ruisseaux ont aussi, à 62 mètres d'altitude absolue leur terrasse würmienne. Mais au cas libre des alluvions entaillées au balcon de ces terrasses (cf. au Pont de la D.77, pour le Rieu) il est évident qu'ils ont travaillé non leurs propres apports mais la nappe d'accumulation de l'Hérault.

A l'aval d'Aniane et jusqu'à Gignac, la terrasse würmienne de l'Hérault se poursuit avec une pente transversale de 3,6‰ (type de glacis-terrasse) et une pente longitudinale de 2,3‰. Elle tend à s'étaler à peu près pareillement, entre Aniane et Gignac, sur l'une et l'autre rive. Elle engaine le fleuve, orientée comme lui, au Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest, sans doute à cause de la résistance qu'offrait à celui-ci, au fur et à mesure de son évolution, les durs conglomérats oligocènes du proche encadrement oriental de la plaine. Mais la dissymétrie par rapport à l'axe du fleuve subsiste en ce qui concerne les niveaux plus élevés.

b)-Les deux niveaux plus élevés de la rive droite:

-Sur la rive droite, on relève une troisième terrasse, également étagée qui s'abaisse longitudinalement de 85 mètres, sous St-Jean-de-Fos, à 65 mètres au mas de la Méjane

(feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°3-4), soit une forte pente de 10%. Elle se termine à l'aval, au-dessus de la terrasse würmienne précédemment étudiée, par un balcon qui serait fort émous-sé n'étaient les rideaux de culture lui rendant quelque vigueur sur une partie de sa hauteur. La composition pétrographique est sensiblement la même qu'au niveau inférieur. Seulement l'altération des galets est plus sensible, non pas tant pour les quartz et quartzites qui font seulement l'objet d'une patine extérieure, que pour les roches granitoïdes, plus cariées et plus friables et surtout pour les schistes qu'on ne peut extraire des coupes sans les voir se réduire en fins débris. Par ailleurs, les gelifracts d'apport latéral, empruntés au cadre local, se font plus nombreux. En fonction des éléments de diagnose ainsi rassemblés mais aussi de la corrélation avec la grande terrasse qui accompagne le cours de l'Hérault et de la Lergue au Sud-Sud-Ouest, on reconnaîtra ici le niveau rissien.

Le raccordement concave avec la molasse, le Vitrollien et le massif jurassique, au Nord de St-Jean-de-Fos, d'un côté; de l'autre, l'abondance des gelifracts majoritairement dolomiti-ques non émousés et seulement enrobés des éléments d'une ma-trice fine couleur café au lait à l'aval, de plus en plus oran-gée à l'amont par héritage pédochrome du Vitrollien et de la terra rossa karstique, définissent classiquement le glacis-terras-se.

C'est même un pur glacis, exempt d'alluvions alloch-

tones et roulées qu'on peut observer à proximité et à droite de la route qui grimpe du Pont-du-Diable à St-Jean-de-Fos, face à l'embranchement du chemin conduisant au pont de l'Abus (feuille de Lodève 1/25 000ème, n°3-4). Il s'agit d'un cailloutis anguleux assez grossier (5 à 10 cm de plus grand diamètre) mal aplati et enrobé dans une matrice orangée, visible sur une tranche de 3 mètres et plus. Entre les nappes de cailloutis un horizon plus fin s'est localement glissé. La partie moyenne s'avère assez désordonnée. Mais le bas marque une tendance au litage, remarquable à cause de la classe granulométrique qui est celle des ballasts comme on l'a dit. Quant à la partie sommitale elle est consolidée, ce qui n'a pu advenir en surface et suppose, depuis, une certaine ablation que la pente autorise, la surface topographique du glacis se relevant vers le massif calcaire.

-Un peu plus loin à l'Ouest, au long de la D.77 lorsqu'on atteint les premières maisons de St-Jean-de-Fos, on parvient à un niveau 95/90 mètres. Il est distinct du précédent avec lequel il se raccorde au Sud du Village près de l'église de St-Geniès, par un talus peu abrupt. L'allure est celle d'un glacis-cône, ce que confirme sa couverture de gélifracts, aplatis et de calibre centimétrique, au demeurant, fortement cimentés par la calcite. Nous proposons de situer là le niveau min-délien. Egalement accolés au massif calcaire, d'autres glacis de cette sorte, se retrouvent près d'Arboras, mais l'analyse s'y trouve compliquée par la présence de bancs relativement

résistants de molasse qui servent de point d'appui aux formations quaternaires des environs de ce village.

c)-Les grands glacis de la rive gauche.

Il n'existe pas de terrasse supérieure à la terrasse würmienne sur la rive gauche de l'Hérault dans le bassin d'Aniane, mais un système de glacis, impressionnant à l'échelle de nos petites cellules languedociennes. Toutefois, la situation diffère sur la bordure Nord et sur la bordure Est.

-- Sur la bordure Nord, nous rappellerons, pour l'avoir déjà utilisé au chapitre V, le grand glacis d'accumulation dont les gélifracts descendant des thalwegs du Bois des Brousses et des Ramassèdes en ont complètement oblitéré la partie inférieure, à couverture en grande partie pédochrome, empruntant sa matrice fine fortement colorée à la terra rossa des Garrigues dominantes. De ce glacis qui se raccorde assez bien avec la terrasse de 66/62 mètres on pourrait écrire qu'il est würmien. Mais il est évident qu'il ne représente, dans son aspect actuel, que l'ultime étape d'une longue évolution, parcourue au fur et à mesure du défoncement du bassin par l'Hérault et ses affluents. Comme il arrive souvent dans l'association d'un glacis à une terrasse, l'apport du versant se manifeste encore alors que le dépôt alluvial est révolu. Il en va de même ici, d'où une légère différence de relief en faveur de l'accumulation latérale: sur la D.77, entre le pont du Rieu et le Pont-du-Diable, une montée à peine sensible de la route signale le passage de la terrasse au glacis lequel

dessine une longue croupe non disséquée entre les tènements de Clavelliès et du Lac.

-- Dans l'Est de la plaine d'Aniane, on a affaire à des glacis d'érosion faiblement pavés (glacis "nus") d'ailleurs disséqués par les ruisseaux des Corbières, de Gassac et par le Ricussac. Nous avons vu un peu plus haut qu'ils prenaient appui à l'aval sur les bancs de conglomérat oligocène, petits reliefs structuraux simulant fausement un balcon de terrasse. Il s'agit de glacis barrés plus ou moins continument. Leur position définit la phase décisive de leur évolution comme antérieure au Würmien. De fait, au contact du calcaire lutétien, en amont, existent des épandages de cliffracts dont le faciès est compatible avec une attribution rionienne (par exemple à la sortie Est d'Aniane au Mas de Rascudier, au bord Sud de la D.27) mais sans plus de certitude.

Il est en fin de compte assez difficile à dire pourquoi le témoignage des étapes successives de l'évolution quaternaire est plus complet sur la rive droite que sur la rive gauche de l'Hérault. Il faut certes invoquer une vigueur d'écoulements très supérieure à l'actuelle permettant au fleuve, orienté au Sud-Est par l'ultime section de sa gorge, de nettoyer sa plaine avec l'aide du Rieu. Il faut encore admettre le glissement de l'Hérault vers le Sud-Ouest, de telle sorte qu'il finit par s'inscrire non dans l'axe de son accumulation würmienne, mais presque sur sa bordure. On ne peut expliquer ce fait par un quelconque effet de diastrophisme post-würmien qu'infirmes la

continuité des terrasses rocheuses et construites. La justification micro-climatique, axée sur le développement du grand glacis de piedmont des Brousses et des Ramassèdes nous paraît plus crédible. Encore faut-il la compléter en tenant compte de la faible résistance des marnes oligocènes qui forment le substrat des cailloutis. Les conditions du déblaiement sont différentes lorsque les calcaires, grés ou poudingues de la molasse viennent consolider ce dernier comme il apparaît dès la section suivante:

3) La plaine alluviale dans la section du confluent de la Lergue:

La confluence, de la Lergue, a dans le présent, et a eu, dans les temps quaternaires, une grande influence sur le cours de l'Hérault. Elle même affectée de sinuosités, elle contribue à une définition de la puissance nette de l'Hérault, telle que ce fleuve développe un train de méandres après l'avoir reçue. Elle colore ses eaux en rouge grâce aux argilolithes du Lodévois et un reflet de cette teinte se retrouve jusqu'au débouché du Grau d'Agde. Née dans le Sud du Larzac, traversant le "vallon" caussenard du haut Lodévois, puis le Lodévois permien encombré de laves, elle a, dès le Quaternaire modifié le spectre pétrographique des accumulations alluviales. La hiérarchisation de ces dernières apparaît particulièrement nette et complète dans le secteur en cause que nous limitons à la vallée du Lagamas au Nord, au resserrement de la vallée de l'Hérault par les collines de Popian et Pouzols au Sud. A côté de la

terrasse würmienne, la basse terrasse du Würm récent prend une certaine importance. Au-dessus du grand niveau rissien des lambeaux de nappes de cailloutis plus anciens sont conservés coiffant des buttes de molasse. Enfin le fleuve est rejeté à l'Est de sa vallée par l'importance des apports de ses affluents de rive droite, spécialement de la Lergue.

a)-La vallée de la Lergue aux environs de Rabieux:

Il y a peu à ajouter à l'étude que J. BARRILIERE et J. MAZIER (1971) ont donné de ce secteur.

--- Si l'on met à part le haut niveau fossilisé par la coulée de Lacoste dont la base se tient vers 150 mètres auquel divers replats plus ou moins pauvrement semés de cailloutis correspondent en Lodévois et dont on a vu plus haut l'âge quaternaire ancien élevé, l'un de ces termes les plus recueillis dans la série des terrasses est, vers 100 mètres, la butte de St-Vincent à peu de distance en amont de la cluse de Rabieux (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°3-4).

Le matériau initial, typique de la Lergue, comporte des calcaires dolomitiques, des grès et quartzites, des basaltes emballés dans une matrice fine héritée du Permien et par conséquent lithochrome. Un sol s'y est développé de type ferrrssi-
lique lessivé. Ce qui reste des horizons A et le sommet de l'horizon B sont bouleversés par le labour. Dans cette portion superficielle il ne subsiste que des galets siliceux. Calcaires et basaltes, altérés, ne se retrouvent que dans les

horizons argiliques. Il n'y a pas d'horizon B ca, mais, dans les parties profondes, une gangue calcaire enveloppe quelques galets.

La position de cette butte, plus de 25 mètres au-dessus du thalweg et le caractère déjà évolué du paléosol inclinent J. BARRIERE et J. MAZIER à l'attribuer au Mindélien, opinion à laquelle nous souscrivons.

Quelques mètres cubes de la même nappe alluviale sont restés accrochés au Lias de la cluse, un peu au-dessus de la Nale 109, en bonne concordance d'altitude avec la butte St-Vincent. Une partie de ce matériau entre la cluse et la D. 130 E. (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°3-4) est repris dans un glacis de versant qui se raccorde vers 90 mètres à la terrasse rissienne.

---La terrasse rissienne, étroite (moins de 100 mètres) en amont de Rabieux, traverse la cluse sans déformation aucune, exactement au niveau de la route nationale (87 mètres) et s'étend considérablement en aval, en direction du Sud-Est. Elle comporte le même spectre pétrographique que la précédente, mais les calcaires et plus encore les basaltes y sont représentés jusqu'en surface où ces derniers ne montrent pas d'altération notable. A proximité de la cluse, l'ancienne tranchée du chemin de fer laissant apparaître les marnes miocènes souligne, opportunément, le caractère étagé de la terrasse et permet de constater que l'accumulation alluviale,

à cet endroit, ne dépasse guère un mètre. Outre la position topographique et la moindre altération des galets par comparaison à l'exemple précédent; on peut faire intervenir comme élément de diagnose, une évolution pédologique moins poussée. Mais l'état de la coupe qui n'est plus nettoyée depuis l'arrachement des rails ne permet pas, ici, une bonne observation du paléosol.

----Un troisième niveau apparaît, à 70/60 mètres, incliné vers l'aval, mais continu de part et d'autre de la cluse. Le matériau n'en est pratiquement pas altéré et la coloration d'ensemble héritée du bassin de Lodève ne saurait dissimuler la faiblesse de l'évolution pédologique. En outre, ce niveau subordonné ne s'étale guère: limité à 200 ou 300 mètres de largeur il demeure bien engainé entre les balcons de la terrasse rissienne et se trouve fort entamé par les méandres du lit actuel de la rivière. L'on sait que ce faible étalement, ajouté à la faible altération est caractéristique du niveau würmien.

Il va de soi que la traversée de la cluse par les trois terrasses, sans déformation notable, apporte l'assurance de la stabilité post-mindélienne de ce secteur. Sur un plan plus largement régional, cette constatation n'est pas pour nous surprendre puisque -- sauf exception locale -- nous avons pu définir la néotectonique comme essentiellement caennienne au Quaternaire ancien. Ce sont donc des raisons paléoclimatiques et hydrologiques qui rendent compte de la multiplication des

bas niveaux dans la région de Ceyras (feuille de Lodève,
1/25 000ème, n°7-8)

b)-Les bas niveaux de la Lergue aux environs de Ceyras:

-- La nouvelle route qui unit Rabieux à Clermont
l'Hérault fournit un bon point d'observation de la terrasse
rissienne de la Lergue en continuité avec le point d'identi-
fication précédent, de part et d'autre de la coupure du ruisseau
de Trénols. On dispose en effet d'une coupe de grande dimension
sur le talus Est de la tranchée qui précède le pont de la Lergue.
On y voit le cailloutis de la Lergue, caractérisé par les dia-
mètres décimétriques des basaltes, raviner la molasse narneuse
à grandes Huîtres en dessinant des poches profondes de plusieurs
mètres -- beaucoup plus épais par conséquent qu'à Rabieux où
devait jouer un effet de chasse. Bien que légèrement remanié
en surface, le paléosol y est typique. En combinant divers
points d'observation sur la terrasse rissienne de la Lergue,
fort étendue comme il apparaît sur notre carte, J.BARRIERE et
J.MAZIER (1971) ont caractérisé le profil du paléosol comme
"fersiallitique modal à réserves calciques et à accumulation
calcaire" (p.129). L'altération superficielle n'est pas telle
que les basaltes et même les calcaires aient disparu des hori-
zons supérieurs. Les basaltes en particulier ont un aspect frais.
Le colmatage argileux qui, ainsi que le phénomène de rubéfac-
tion, paraissent définir un fort horizon B t sont plus appa-
rents que réels, s'agissant d'un héritage peu modifié des argi-
lolithes permien. Par contre, si la matrice fine des horizons

supérieurs est relativement carbonatée, l'accumulation calcaire dans l'horizon inférieur (B ca), bien que variable, est importante (cimentation de cailloutis, croûtes).

--- Au point d'observation précité la distance verticale entre le niveau rissien (80 mètres) et le niveau würmien (60-50 mètres) n'est pas rachetée par un talus, mais par une sorte de glacis remaniant sélectivement le matériau rissien, avec tendance au litage; seuls les galets de quelques centimètres et la matrice fine ont été repris -- cette dernière deux fois pédochrome puisqu'il s'agit originellement d'argilolithes permien impliqués ensuite dans la pédogenèse de la terrasse rissienne.

c) Au Sud et à l'Est de Ceyras, on dénombre trois terrasses; la terrasse rissienne qui se tient alors proche de 70 mètres (Lussac, le Crès) domine deux niveaux bien distincts: l'un entre 60 et 50 mètres (N.D.d'Hortus), l'autre un peu au-dessus de 45 mètres (l'Aveyro) (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°7-8). Il est aisé d'identifier dans le niveau 60/50 mètres la terrasse würmienne, telle qu'elle a été décrite à Rabieux; simplement, comme l'a très bien vu C.CAISSO (1971), cette construction alluviale généralement étroite et bien subordonnée au dépôt antérieur, inscrivant, en somme, l'ancien lit majeur würmien comme un thalweg franchement encaissé sous l'épandage rissien beaucoup plus étalé, s'élargit considérablement à l'approche de la confluence de la Lergue dans l'Hérault. Le niveau voisin de 45 mètres, cultivé en vignes domine de 4 à 5 mètres

le fond alluvial actuel, où sinue la rivière, voué aux arbres hygrophiles et à la prairie: l'évolution pédologique qu'on y constate est très discrète, beaucoup moins apparente que l'héritage lithochrome en provenance du Lodévois. Il s'agit donc d'une seconde terrasse würmienne. En raison de sa ressemblance avec le grand niveau würmien de 60/50 mètres et de sa position hors de la portée des crues ordinaires, nous hésitons à l'assimiler au très bas niveau du Würm terminal. Nous admettrions volontiers qu'il s'agit du témoignage d'un épisode intermédiaire.

Le même type de paysage existe aux abords de Cambous et de Brignac, de part et d'autre de la Lergue. Toutefois, au Sud-Est de Brignac, près de l'Olivette des Combes, le flanc de la vallée est presque entièrement taillé dans la molasse.

Le très bas niveau würmien tardif, la terrasse principale würmienne proche de 60 mètres, et le niveau rissien à partir de 80 mètres se retrouvent en rive droite à l'approche de Clermont-l'Hérault. Sur ce niveau supérieur que dissèque le Ronel et qui occupe une sorte de rentrant entre la butte volcanique de Lacoste et la butte sédimentaire de Gorjan, à sous-bassement de molasse et couronnée de cailloutis blonds du Quaternaire ancien, l'épaisseur de l'épandage alluvial est certainement inégale. En l'absence de coupes, la persistance en hiver des flaques d'eau et des fondrières sur les chemins de terre, indique la proximité des marnes miocènes. Mais, d'un autre côté, les versants ont fourni quelques quartz blonds

descendus de Gorjan et de nombreux gélifracts empruntés aux calcaires liasiques et lutétiens. Les altitudes s'élèvent jusqu'à une centaine de mètres aux approches de la ville. S'agit-il toujours du même niveau? Certes l'on peut invoquer une accumulation des gélifracts plus récents sur la terrasse rissienne. Mais ils ne semblent guère épais. Il se peut, par suite, que ce raccord amont relativement élevé appartienne à un élément de glacis plus ancien que la terrasse (rissien ancien? mindélien?)

d) --- Les terrasses de l'Hérault aux environs de St-André-de-Sangonis :

Les atterrissements de l'Hérault se juxtaposent, à l'Est, à ceux de la Lergue. Ils en diffèrent profondément par la nature pétrographique: "beaucoup de calcaires, peu ou pas de basaltes, plus de roches grenues et, surtout, matrice ici sableuse" (J. BARRIERE et J. MAZIER, 1971, p. 128). Il en résulte des types de sols différents. Par exemple, aux Crès, le long de la D. 131 E. se montre un sol fersiallitique déjà lessivé, à accumulation calcaire. Sous une tranche supérieure bouleversée par le labour, l'horizon B t, "très argileux et très colmaté" ne contient plus que des éléments siliceux et les basaltes rares, y sont nettement altérés; s'il se rencontre quelques calcaires siliceux, ils sont décarbonatés. L'horizon B t montre un "encroûtement cimentant la roche mère peu altérée" (ibid. p. 129). Ce sol apparaît beaucoup plus évolué que celui qui a été caractérisé sur la terrasse rissienne de la Lergue. C'est la conséquence de la différence de roche-mère (pétrographie et texture),

car les deux sites appartiennent à des formes sensiblement contemporaines. En effet, l'une et l'autre terrasse, très étendues sont à peu près au même niveau: un mètre à un mètre cinquante de différence seulement, en faveur de la Lergue, tant à cause de la diversité des activités constructives des deux organismes que du fait des altérations et tassements également inégaux survenus ultérieurement (v.chap.V). En raison de l'étalement des nappes, cette légère nuance altitudinale passe inaperçue dans le paysage où, au contraire, l'impression de continuité s'impose. De la sorte le niveau rissien, tant pour la Lergue que pour l'Hérault dessine un plan repère étendu sur 7,5 kilomètres de l'Est de St-André-de-Sangonis à Rabieux. Les autres niveaux, toujours exigus se situent relativement à lui.

En contre-bas, on retrouve deux terrasses würmiennes, Ainsi en parcourant la D.131 E. on passe successivement du niveau rissien qui est ici à 55 mètres, aux cotes des formes-würmiennes: 47 puis 39, le lit du fleuve se tenant à 30 mètres.

Au-dessus de la grande terrasse-repère se tiennent des buttes de molasse qui ont été cernées par les alluvions rissiennes. En partie structurales, elles sont partiellement coiffées de cailloutis plus anciens. Dans le secteur de St-André-de-Sangonis, deux retiennent l'attention:

Le Puech Cany (altitude :70 mètres, feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°7-8) domine de peu la nappe de cailloutis du Mas des Quatre. Celle-ci est très altérée en surface: jusqu'à 75 centimètres de profondeur, quartz, quartzites et grés siliceux

subsistent seuls dans une matrice limono-sablonneuse rubéfiée. Si cette dernière n'est pas complètement décarbonatée, c'est qu'elle est encore actuellement ravitaillée en calcaire par le puech molassique qui pointe à faible distance. Les horizons B t sont fortement colmatés et l'imperméabilité est accrue par la présence des marnes helvétiques à 1,5 mètre de distance verticale. Roches grenues, calcaires siliceux décarbonatés et rares basaltes ne s'observent qu'à l'état de "fantôme". Pour J. BARRIERE et J. HAZIER (1971) qui ont procédé à l'étude de ce sol, il s'agit "d'un sol fersiallitique très lessivé à pseudo-gley", beaucoup plus évolué que celui du tènement des Crès. Aussi l'attribution au Mindélien nous paraît-elle justifiée.

Plus au Nord, près de Lagamas, le cailloutis de la butte de Péchaurès atteint 116 mètres. Son altération n'est certes pas inférieure à celle des galets du Mas des Quatre. Son altitude au-dessus du thalweg du Lagamas, 60 mètres, est importante. Pour ces raisons, nous proposons d'y voir le témoin aujourd'hui isolé d'une nappe plus ancienne que celle qui a fait l'objet du paragraphe précédent (Günz ?).

En poursuivant au Nord-Ouest, en direction de Jonquières (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°3-4), l'on passe de la terrasse à un vaste système de glacis dont les éléments les plus élevés à l'approche de St-Saturnin et de St-Giraud doivent, comme ceux que nous avons repérés près d'Arboras, relever de Mindélien. Ils s'appuient sur des replats structuraux de molasse. Celle-ci, en grande partie démantelée au centre de

la plaine où elle est sculptée en buttes, montre un affleurement plus continu sur la partie périphérique du fossé. C'est ce dont témoigne la récente coupure d'érosion du Lagamas, illustrant ainsi la réalité de l'érosion pontienne aux dépens de la molasse. Mais tous les thalwegs de cette bordure ne sont pas pareillement incisés. Disséquant nettement le haut glacis (mindélien?) mais à peine inférieur à la terrasse rissienne sur une grande partie de leur cours, des longs thalwegs, tels celui du ruisseau de l'Armoux, introduisent quelques nuances dans ce paysage aux lignes amples.

e)--- Au sud de Gignac, la rive gauche de l'Hérault comporte les mêmes éléments qui ont été décrits en direction d'Aniane. Jusqu'aux abords de Pouzols, la D.32 court sur la terrasse principale du Würm, caractérisée par son sol brun, la faible altération de son matériau, une pente transversale de 4,5‰ pour ses 1200 à 1500 mètres de large et une pente longitudinale de 1,7‰. Elle domine la très basse terrasse du Würm récent qui se trouve à 10/12 mètres en contrebas et surmonte le plan d'eau moyen du fleuve d'environ 2 à 3 mètres; cette dernière terrasse se prolonge, quelques centaines de mètres au long des vallées affluentes de l'Hérault. La terrasse principale (52/47 mètres) est dominée par un glacis taillé dans l'Oligocène; elle accompagne à son tour ces petits affluents par de véritables embayments établis aux dépens du glacis. Ces embayments de la très basse terrasse dans la terrasse würmienne et de la terrasse würmienne dans le glacis revêtent, dans cette

section, une certaine ampleur. Vers Pouzols, alors que la terrasse würmienne s'est abaissée, proche de 40 mètres, une nappe alluviale plus ancienne apparaît, accrochée à la butte miocène qui porte ce village. C'est le début d'une section nouvelle.

4 - La plaine alluviale de la latitude de Pouzols à celle de Tressan: Dans ce secteur, entre les latitudes de Pouzols et de Tressan, la vallée, subméridienne est un peu moins large (6km) et montre une dissymétrie typique, induite par les apports de la Lergue immédiatement à l'amont et ceux de la Dourbie.

La rive gauche, étroite de quelques centaines de mètres est moins remarquable par le niveau würmien principal consolidé en brèche aux Tuillières, au droit du confluent de la Lergue et qui s'amenuise, que par l'importance que prend le très bas niveau du Würm récent et par la présence d'une accumulation rissienne, nette mais sans extension latérale. Le très bas niveau du Würm récent est, à chaque sinuosité, fort difficile à distinguer des lobes de méandre convexes, relevant évidemment d'une dynamique différente. Qu'une bonne partie de ces lobes soient inactuels ne fait guère de doute lorsqu'on suit le passage des cailloutis du quaternaire récent sous les limons historiques (cf: les Millièrès). Quant à la terrasse rissienne, elle offre des coupes, particulièrement vers Pouzols et vers Tressan. Près de Pouzols, la coupe n'est pas complète puisque, au sommet d'un talus de 2,5mètres, souvent

souligné par un rideau d'arbres, figure une consolidation bréchique, qui s'est certainement édifiée à une certaine profondeur. Le fait qu'on n'ait que les horizons inférieurs et la roche-mère explique la présence de palets calcaires, bien aplatis mais d'indice d'émoussé faible (100 à 200‰) certainement en provenance du versant. Les schistes, également aplatis, sont peu nombreux et de petite taille, victimes de bris successifs exprimant leur fragilité. Les granites, très cariés, n'ont, eux aussi, que quelques centimètres de diamètre, pour la même raison. Dans le même ordre d'idées, les galets de quartz atteignant 10 à 15 cm de grand axe sont bien polis mais "nervurés de rouge" (C.CAISSO, 1971) . Et la matrice, fortement marquée par l'apport de la Lergue lodévoise ne fournit par sa couleur aucune indication significative. L'étroitesse de la rive gauche est, d'une certaine manière, compensée par le développement de la vallée du ruisseau de Rouvèges, affluent de l'Hérault, dont le cours, orienté Nord-Est, Sud-Ouest s'accompagne d'un système de terrasses et de glacis propres.

En rive droite tous les niveaux que nous avons précédemment rencontrés sont représentés avec un assez beau développement. La très basse terrasse würmienne, avec une assez forte pente transversale occupe près de 300 mètres de large vers Canet (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°7-8) . Le grand niveau würmien s'étale plus largement encore au Nord et au Sud de cette localité. Le niveau rissien retrouve toute son importance et se prolonge, vers les collines de l'Ouest, par un glacis.

Un peu plus au Sud, aux carrières de Malpas (feuille de Lodève, 1/25 000ème, n°7-8), la relation hiérarchique du Würm au Riss est particulièrement nette. La coupe de la terrasse rissienne montre, au niveau de la roche mère, un spectre combinant la pétrographie des alluvions de la Lergue et de celles de l'Hérault. A la base, si les granites sont arénisés, les calcaires s'avèrent nombreux et les basaltes sont assez frais. Il n'en va plus de même dans l'horizon moyen où le colmatage argileux, très beau, s'est accompagné de l'altération des basaltes et de la quasi-disparition des calcaires. L'appauvrissement est visible en surface. On peut donc mesurer l'importance de la pédogenèse, selon un type fersiallitique lessivé (J. BARNIERE et J. MAZIER, 1971). Enfin, du site de Malpas, on aperçoit la table des Potences où le basalte fossilise un niveau ravinant le Villafranchien ancien, cailloutis qui ne peut guère être, du fait de son altitude (90-100 mètres), que très peu postérieur à ce Villafranchien ancien, sans doute Günz inférieur. De la sorte pour le niveau de la Tour de Puech d'Augé (82 mètres), on peut hésiter entre le Günz récent ou le Mindel.

Au Sud du parallèle de Tressan, l'appareil hiérarchique des terrasses de l'Hérault cesse progressivement d'être complet.

5-La plaine alluviale au Sud du parallèle de Tressan:

Le fleuve continue longtemps vers le Sud à entailler son lit de quelques mètres sous les plus bas atterrissements de sa vallée. Mais les cailloutis du Würm tardif disparaissent sous des limons post-würmiens de plus en plus abondants et

fins (sauf apports latéraux des versants, tout à fait épisodiques). C'est l'aspect classique du plancher alluvial subactuel à actuel qu'on découvre du pont de Montagnac à la Grange-des-Frès, aux environs de Pézenas (Nale 113, feuille de Pézenas, 1/25 000ème, n°3-4).

Les deux basses terrasses s'effacent à leur tour sur chaque rive. Sur la rive gauche, la terrasse rissienne prend fin la première, aux environs de Tressan, à quelques centaines de mètres au Sud du chemin qui mène de la D.32 à ce village, en longeant la plaine de l'Etang (feuille de Lodève: 1/25 000ème, n°7-8). Il semble qu'adossée à l'affleurement de molasse et large seulement de quelques mètres, la terrasse en cause soit, ici, tout simplement victime d'un démantèlement banal auquel la prédispose son exiguité. Par contre, le principal niveau würmien, ramené à 25/24 mètres, vient mourir faute d'altitude, un peu plus au Sud, au pied de l'ancien moulin de Roquemengarde. C'est encore en plongeant vers l'aval que ces deux mêmes terrasses disparaissent sous le remblaiement récent en rive droite et, cette fois, dans un ordre conforme à la théorie du "point neutre" de Trévisan. Le principal niveau würmien attesté au Nord du domaine St-Martin, à 29 mètres, n'est plus distinct au Sud de celui-ci. La terrasse rissienne, à l'Ouest de l'Hérault, se suit beaucoup plus loin vers l'aval. Elle domine le village d'Usclas, ceinturé de digues et implanté sur le plancher récent et inondable, d'où l'on peut observer la nappe de cailloutis amenuisée et dont la puissance ne dépasse pas un mètre qui descend doucement vers le

Sud, plongeant comme le banc de calcaire miocène qui la supporte. De la Condamine, sur la N.9, on voit la même terrasse fragmentée par la Boyne, l'Arnet, la Payne et un peu émoussée en raison de la facile dispersion des galets de son balcon très bas, se résoudre en coteaux surbaissés qui d'abord s'écartent du fleuve vers l'Ouest puis s'effacent progressivement de Lézignan-la-Cèbe à Pézenas pour disparaître définitivement à peu de distance au Sud de cette ville.

L'on sait, enfin (J. BARNILERE, 1969) que le volcan de St-Thibéry a fossilisé, vers 25m, un cailloutis contenant Equus caballus et le Rhinoceros Mercki qui a été attribué au Mindel; tandis qu'à l'altitude de 8/10 mètres, la terrasse de Capiscot, en partie recouverte par les déjections du volcan d'Agde (et dont l'équivalent se trouverait encore à 26 mètres à St-Joseph, au Sud-Ouest de Bessan, feuille Agde 1/20 000ème; n°2) relèverait du Günz.

Conclusion :

Au terme de cette description des formes et formations quaternaires de l'Hérault, trois conclusions doivent être retenues.

(1)-La hiérarchisation des formes, avec des différences de niveau bien marquées est tout à fait notable dans la plaine de l'Hérault. Elle s'explique, certes, par la vigueur du fleuve et de ses affluents, dans des conditions hydro-climatiques aujourd'hui révolues et par le fait que la dynamique de ces organismes s'est exercée dans un fossé que colmatent des terrains vulnérables (Oligocènes marneux, molasse sableuse ou marneuse) ou encore fragmentables en grains susceptibles d'être remobi-

lisés (molasse à dragées, cailloutis du Villafranchien ancien).

(2)-Toutefois, une différence essentielle s'impose entre les formes anté-rissiennes et celles dont la série débute avec le Riss. Les premières sont respectées principalement vers la bordure occidentale du fossé et ne se trouvent conservées, parfois, que par leur mise sous les scellés des laves. De la sorte, l'on peut affirmer la réalité, entre le grand épandage Villafranchien ancien et l'étalement des terrasses rissiennes, de grandes actions érosives. Après le Riss, les vagues d'érosion demeurent limitées à une faible extension latérale par rapport à l'axe des thalwegs actuels.

(3)-Par ailleurs, les caractères pré-cités s'appliquent particulièrement aux parties Nord et centrale de la plaine de l'Hérault.

Dans le secteur Nord, le déblaiement s'est même en grande partie imposé au Riss. Le commandement des balcons de terrasse y est maximal, il s'atténue vers l'aval. Les témoins des niveaux anciens se font plus nombreux dans la partie centrale. Dans le secteur Sud, ils se rapprochent de l'axe hydrographique du bassin. Surtout les niveaux plongent vers le Golfe du Lion dans un ordre remarquable.

Ces derniers faits sont incontestablement indépendants des variations de la dynamique fluviatile, elles-mêmes commandées par les oscillations des climats quaternaires puisque'ils s'appliquent à tous les niveaux. On pourra donc, compte tenu de la

relative homogénéité de résistance offerte par les matériaux en cause, invoquer l'influence du diastrophisme.

-- La haute plaine évoque des circonstances qui donnent au courant fluviatile toute son efficacité au sortir des gorges, stabilité au moins, sinon mouvement positif. Nous avons noté qu'à Rabieux comme au Pont du Diable nous disposions de la preuve que la plaine de l'Hérault est demeurée stable par rapport à son cadre, respectivement depuis le Mindel et depuis le Würm. Mais rien n'interdit d'admettre une certaine mobilité, lors du Quaternaire ancien dont le volcanisme apporte un présomption. Par ailleurs, bien que ces laves basiques impliquent de profondes fissures en distension, les pendages de la molasse ne suggèrent pas un approfondissement tardif très important du fossé. C'est pourquoi nous suggérons, pour cette partie septentrionale une certaine solidarité avec "l'Eperon jurassique et la bordure caussenarde en voie de surrection, du moins pour les débuts du Quaternaire.

-- La basse plaine, au Sud de l'étranglement de Tressan, fournit au contraire et beaucoup plus tardivement, des arguments en faveur de la subsidence de l'Agadès. Nous verrons que les tracés du réseau hydrographique du Biterrois oriental plaident dans le même sens.

De la plaine de l'Hérault au Biterrois, la transition est naturelle et, au plan des problèmes et des justifications, la solidarité intime. De même, l'on passe insensiblement des Basses aux Hautes Garrigues de l'Hérault et l'Est

montpelliérain annonce les pays du Vidourle.

Il n'est guère nécessaire d'insister ici sur l'extrême variété et complexité de l'ensemble montpelliérain, véritable mosaïque de massifs calcaires et de cellules marneuses plus ou moins habillées de cailloutis, s'articulant néanmoins, de sorte que le carrefour urbain a pu s'y organiser sans trop de peine.

Il nous paraît plus utile de souligner que le pays de Montpellier a permis, au niveau local, de poser la plupart des problèmes morphologiques languedociens, de valeur plus largement régionale. C'est pourquoi, il était, à nos yeux, le meilleur point de départ pour notre étude régionale qui va se poursuivre au chapitre suivant.

CHAPITRE VII

Nous poursuivons, ici, la description régionale commencée au chapitre précédent et suivant le plan qui a été défini au terme de la première partie de celui-ci. D'où la numérotation des grands points du présent développement.

III - LES HAUTES GARRIGUES DE LA BASSE VALLÉE DU TARN
SUPÉRIEUR :

- La notion de hautes garrigues :

1-C'est, au premier chef, un concept écologique :
On peut le saisir dans ses aspects actuels, impliquant l'intervention de l'Homme et cela jusque dans les effets tout contemporains de l'abandon des cultures, si visibles dans le bassin de St-Martin-de-Londres. D'une façon plus générale, sur

de vastes espaces règne le Chêne pubescent (et non l'Yeuse, maître des basses Garrigues), avec accompagnement du Buis qui piquette les landes rocheuses et les espaces découverts de la forêt claire et que les cantonniers ont pris l'habitude de tailler, le long des routes, introduisant curieusement un ordre de jardin" à la française" dans un paysage dont la tonalité d'ensemble conserve une certaine austérité, quelle que soit la saison. C'est particulièrement à l'automne, alors que le Chêne pubescent garde encore sa parure de feuilles jaunies, ou en fin d'hiver quand il advient qu'après quelques heures de gel sévère il les a perdues, que la différence devient sensible avec les basses Garrigues. Toutefois, dans l'ensemble étudié, le Chêne vert n'a pas complètement disparu. Il lui arrive même d'avoir belle venue aux hubacs bien arrosés où s'accrochent encore les brouillards (Gorges de l'Hérault). Mais il se trouve exclu des basses cuvettes par le phénomène de l'inversion de température (bassin de St-Martin-de-Londres). Dans ces hautes Garrigues où les cotes s'élèvent fréquemment au-dessus de 400 à 500 mètres (sans même retenir les 942 mètres de la Séranne, ni les 922 mètres de la Montagne de la Fage) l'influence méso ou micro-climatique due à l'exposition et aux formes dénonce la nature submontagnarde du milieu. L'altitude, certes, compte qui exalte les précipitations sur les reliefs saillants, à l'approche du front montagnard: d'où, à 317 mètres, les 1159 mm de moyenne annuelle, obtenus au col de la Cardonille (feuille de St-Martin-de-Londres, entre cette localité et St-Bauzille-de-Putois) --

chiffre d'autant plus remarquable que le rythme demeure méditerranéen, avec les irrégularités que cela implique. Mais la continentalité intervient au moins autant, concernant les espaces en creux. Elle se marque dans les températures, moins dans celles de l'été introduisant peu de différences en comparaison des relevés des basses Garrigues que dans celles de l'hiver, nettement plus rigoureux. Encore faut-il noter que la moyenne de St-Martin-de-Londres (5,3° pour Février, soit 1,9° de moins que Montpellier pour une dénivellation de 150 mètres) impressionne moins que certains records récents (-29,2° du 4 au 5 Février 1963-R.DUGRAND, 1964)

Ces caractères actuels constituent des termes de référence lorsque l'on tente de concevoir les milieux quaternaires sans extrapoler trop gratuitement.

Par ailleurs, combinés aux grandes données de la structure, ils permettent de définir les limites que nous assignons aux hautes Garrigues.

2- Ces limites dessinent sur la carte un important quadrilatère -

Trois côtés sont faciles à tracer. La quatrième limite se montre plus floue ce qui ne laisse pas d'être significatif quant à la définition morphologique même des hautes-Garrigues.

A l'Est, cet ensemble dessine un ressaut excédant 300 mètres au droit du Coutach, approchant ce chiffre dans le cas de l'Hortus, rarement inférieur à 180 mètres sur tout son

développement et que souligne, à son pied, le tracé subrecti-
ligne des failles de Corconne et de Durfort.

Au Nord, la limite n'est autre que la discordance
post-hercynienne que l'on suit, de l'arrière pays de St-Hippo-
lyte-du-Fort à celui de St-Laurent-le-Minier, en passant par
Sumène et les abords de Ganges. Elle a donc valeur lithologique
et structurale. Mais elle se lit aussi, presque partout dans
le relief: le plus souvent, en effet, le contact socle/ couver-
ture a fait l'objet d'une mise en valeur différentielle, spec-
taculaire vers St-Roman-de-Codières et la commune du Cros, plus
discrète mais non moins décelable topographiquement aux envi-
rons de St-Laurent-le-Minier.

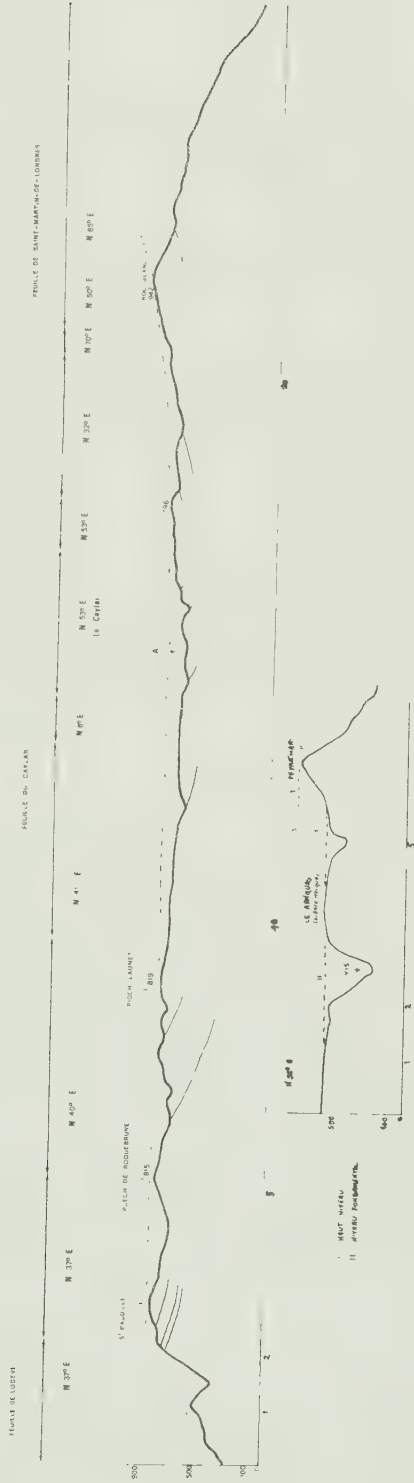
A partir de ce village, la limite occidentale suit
les retombées Ouest du Bois de Montmal et de la Montagne de
la Séranne, Celle-ci sur 20 kilomètres. C'est encore une limite
tectonique et largement significative. En effet, malgré les
accidents qui l'affectent, le Causse du Larzac, juxtaposé au
Bas-Languedoc méditerranéen, s'avère structuralement beaucoup
plus tranquille que ce dernier; par ailleurs les caractères
sémi-montagnards du Causse sont nettement plus affirmés, la dé-
nivellation créée par chacun des versants de la Séranne n'étant
pas comparable: 200 mètres à l'Ouest, 500 mètres à l'Est.

Nous avons choisi de fixer la limite méridionale des
hautes Garrigues en alignant l'arête du St-Loup et les écaillés
de la ferme de Bouis d'une part, le rebord Sud du relief inver-

sé du synclinal de la Célette d'autre part, enfin, après un parcours moins bien défini au Nord de Puéchabon, la bordure faillée qui ferme le bassin d'Aniane, du Pont-du-Diable à Arboras.

Malgré l'appui que nous demandons aux éléments majeurs de la structure énumérés ci-dessus, le caractère quasi-conventionnel de ce dernier tracé est évident. Son inconvénient principal est de laisser les 658 mètres du Pic-St-Loup dans le domaine des basses Garrigues. L'altitude de ce sommet inciterait à un rattachement différent. De même des considérations morphogénétiques tendent à mettre l'accent sur sa solidarité avec le bassin de St-Martin-de-Londres: les dépôts corrélatifs de l'évolution paléogène n'y sont-ils pas conservés? et d'autre part la puissante montée de cette pyramide de calcaires du Jurassique supérieur ne s'est-elle pas accompagnée, au Nord de son front, d'accidents plissés assez énergiques (Ferme de l'Hubac, Fambétou, le Verdier)? Mais, d'un autre côté, les faciès paléogènes montrent que la sédimentation a échappé à l'influence du St-Loup dans le Nord du bassin de St-Martin-de-Londres. Puis l'on a vu que les ultimes mouvements de ce sommet ne peuvent se comprendre sans tenir compte de la déformation récente de la surface d'aplanissement du Relais des Chênes et que les meilleures preuves s'en trouvent au Sud, dans le "bassin" de Montarnaud. Finalement le St-Loup appartient bien au pays montpelliérain dont il accidente l'horizon.

NIVEAUX D'APLANISSEMENT DE LA SERANNE



Il reste qu'en accédant aux hautes Garrigues par le Sud, l'observateur n'y pénètre que par une transition ménagée, telle qu'il a le sentiment de prolonger son parcours dans un paysage morphologique de même famille et cependant différent.

-3- Un paysage morphologique de la famille des Garrigues et cependant original.

--- L'on retrouve, peut-être plus vigoureusement marquée qu'ailleurs, l'opposition des massifs de roches carbonatées et des bassins marneux, ceux-ci reliés par les gorges défonçant ceux-là:

Anticlinaux (Buèges, Taurac, Coutach) ou synclinaux (Séranne, Causse de Pompignan), les massifs sont modelés par des surfaces d'érosion de disposition actuelle étagée. Les plus basses d'entre-elles, se montrent, là encore, sous la forme de ces replats suspendus, autrefois décrits par P. GEORGE (1938): bordure Ouest du bassin de St-Martin-de-Londres, bordure Sud du fossé de Montculieu, bordure Nord du Synclinal de Ganges). Mais, exception faite de la Montagne des Cagnasses, chaque massif possède, au moins à l'état de lambeaux, son aplanissement sommital. A l'égard de ces surfaces, les lapiès d'une part, les actions fluvio-karstiques d'autre part ont induit les mêmes phénomènes de regradation et de dégradation respectivement, dont nous avons longuement étudié les modalités tant sur le plan de l'ensemble régional que pour le pays montpelliérain. Ainsi, là encore, le karst intervient pour rendre compte de la conservation d'ensemble des biseaux d'érosion

comme de leur usure dans le détail. Genèse, chronologie, évolution des surfaces d'aplanissement demeurent des problèmes fondamentaux.

Les "bassins" des hautes Garrigues relèvent de la même diversité structurale qui a été constatée en pays montpelliérain: combes (Buèges, Font-de-Griffe), synclinaux (Ganges, St-Martin-de-Londres), fossé (Montoulieu). Leur affouillement récent a abouti aux mêmes figures microstructurales et à une semblable et timide hiérarchisation de niveaux quaternaires (St-Martin-de-Londres, Ganges, Montoulieu) qu'il conviendra de débrouiller.

Les versants entre "massifs" et "bassins" relèvent des mêmes types, structuraux et réglés ou semi-réglés. Mais, en raison des dénivellations rachetant des différences d'altitudes fréquentes de l'ordre de 300 à 700 mètres, ces versants revêtent une plus grande ampleur.

---- C'est la première des différences qui s'impose par comparaison avec le pays montpelliérain.

Ces nuances, on peut les ordonner autour de 3 thèmes.

a)-Une lithologie plus monotone

Trois faciès mésozoïques occupent les plus grandes surfaces: les calcaires domolitiques du Dogger, les calcaires purs du Jurassique supérieur, les marno-calcaires du Néocomien, surtout importants dans l'Est de notre domaine et que coupent où surmontent quelques bancs plus résistants.

Pour le Cénozoïque, les faits essentiels sont la relative exiguïté des affleurements (St-Martin-de-Londres, Montoulieu) et l'absence d'assises néogènes en place. Il en résulte une grande difficulté à préciser la chronologie morpho-tectonique. Les surfaces haut perchées pas plus que les unités structurales ne sont aisées à situer dans la durée géologique.

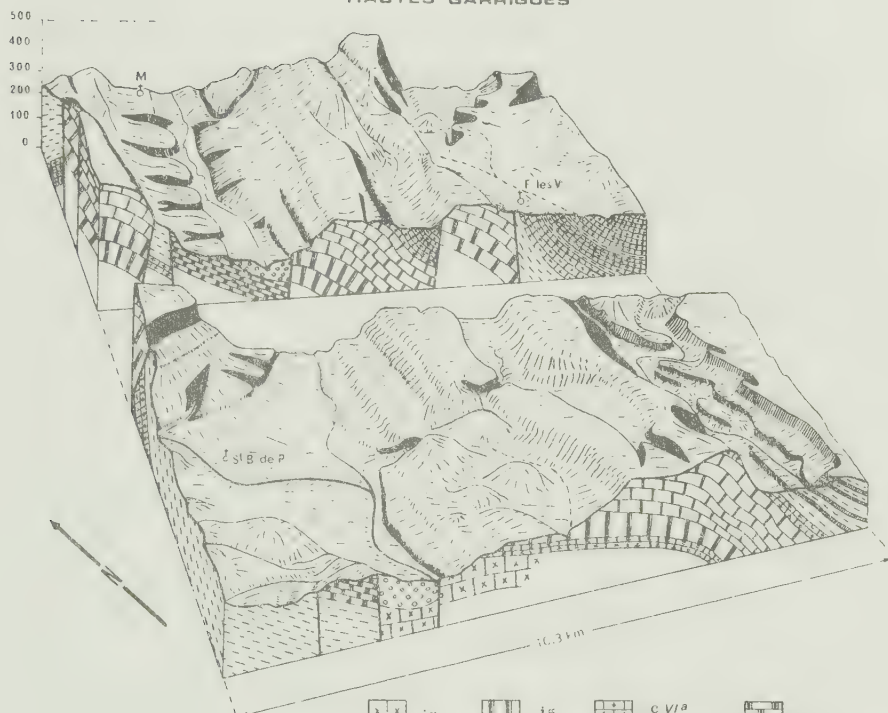
b)-Une architecture dessinée à larges traits:

Les grandes unités sont, davantage que dans les basses Garrigues, faciles à repérer, à définir, à délimiter. Bien qu'elles conservent partout la trace de surfaces d'aplanissement, tout se passe comme si elles dissimulaient moins les influences structurales. Les dénivellations pré-citées y sont pour quelque chose, mais aussi les dimensions horizontales de ces reliefs: 22 kilomètres de long pour la Séranne, 26 pour l'anticlinorium du Buèges.

Pourtant, ces chiffres restent inférieurs de moitié au développement apparent du "pli" de Montpellier. On ne peut même écrire qu'il s'agisse d'une moindre fragmentation sectorielle, mais plus exactement que celle-ci s'avère moins spectaculaire: témoin, pour le pays de Buèges, le médiocre isolement topographique de la barre synclinale du Caussonel, par ailleurs alignée sur la surface d'aplanissement du Causse de la Selle.

La simplicité architecturale est donc plus apparente que réelle. On n'y relève d'ailleurs guère les direc-

HAUTES GARRIGUES



F les.V. Ferrières-les-Verreries

M. Montouliou

S't B. de P. Saint-Bauzille-de-Putois



j3



j4



j5



j89



c.V/a



c.V/ Vb



c.V/a



m.//

Anticlinaux du Taurac, des Bois de Monnier et de Sauzet (avec la combe annulaire de la Cardonilla et le poje tectonique des Claparèdes), fossé de Montouliou et bordure Ouest du synclinal de Ponpignan

(Feuilles de St-Martin de Londres et du Vigan au 1/50000ème)

tions habituelles et le plan caractéristique de l'édifice pyrénéo-provençal. C'est la direction Nord - Nord-Est, Sud-Sud-Ouest qui l'emporte de beaucoup, tant pour les entités plissées (Séranne, Caussonel, anticlinorium du pays de Buèges, brachysynclinal de Pompignan) que pour la plupart des failles qui d'ailleurs jouent un rôle considérable et ne se montrent pas rigoureusement parallèles aux plis (Taurac).

A une échelle supérieure à celle des entités précitées, il convient, enfin de tenir compte de la disposition "en marches d'escalier" de trois grands compartiments.

c)-La disposition des grands compartiments en "marches d'escalier" :

Elle n'est nulle part plus nette que dans les hautes Garrigues. Sur les feuilles de St-Martin-de-Londres et du Vigan, elle se lit à l'évidence:

L'on note ainsi l'existence d'un compartiment oriental qui, structuralement, plonge au Sud- Sud-Ouest, avec les terrains néocomiens du brachysynclinal du Causse de Pompignan. Les assises jurassiques qui le concernent n'apparaissent qu'au Nord, vers St-Hippolyte-du-Fort et à l'Est dans le Coutach, justement dans l'aire périssynclinale.

Le deuxième compartiment est constitué par l'anticlinorium du Buèges. Il s'incline structuralement vers le Nord - Nord-Est, avec la terminaison périclinale du Bois de Monnier.

Si l'on prend comme ensemble directeur les assises du Jurassique terminal, il est aisé de voir que l'axe longitudinal de la Séranne s'abaisse structuralement, de façon lente d'abord, puis rapide à partir du Roc Blanc et surtout de la cote 705, vers le synclinal de Ganges, ces deux entités formant le compartiment occidental.

Ces différentes inclinaisons structurales de chacun des trois compartiments, dans le sens de leur plus grande dimension, donnent toute leur importance aux accidents (failles ou flexures) qui les séparent.

L'on voit bien comment ces compartiments et leurs accidents-limites posent deux ordres de problèmes:

- la participation des panneaux du socle à leur définition.
- leurs rejeux tardifs susceptibles de déniveler les ~~surfa-~~ces d'aplanissement.

Par ailleurs, il est clair qu'on ne peut tenter d'éclairer ces problèmes sans préciser les détails de la structure (qui met en cause la compétence des faciès) ni les étapes de son édification.

En raison de la rareté des dépôts corrélatifs, c'est en partant des hauts reliefs qui posent le plus de problèmes et en allant (recoupant transversalement les trois compartiments précités) vers les basses unités qui recèlent le plus de témoins, qu'on doit aborder cette tentative.

Eu égard au "potentiel érosif" créé par les dénivellations dans cet ensemble, le facteur paléoclimatique doit enfin être pris en considération, notamment pour les formes les plus récentes.

Nous découperons ensemble:

1)-Séranne, aire anticlinoriale du Buèges, Causse de Pompignan et bassin de St-Martin-de-Londres.

2)-Monoclinal de bordure, synclinal de Ganges, Taurac et fossé de Montoulieu.

3)-Pays du haut Vidourle moyen des rebords de St-Hippolyte-du-Fort au Coutach inclus.

A- Un premier ensemble méridional: Séranne, aire anticlinoriale du Buèges, Causse synclinal de Pompignan et bassin de St-Martin-de-Londres:

Cet ensemble est fortement marqué par la nature de la sédimentation secondaire. Celle-ci s'est effectuée sur la pente orientale de la ride proto-cévenole dont la position est révélée par le paléodôme de Gornières. La puissance des étages est donc réduite vers l'Ouest où les faciès prennent les caractères propres aux hauts fonds. Mais ce schéma se nuance en fonction des tendances régressives (divésien) et transgressives. Les dernières expliquent l'importance du Bathonien et la puissance dépassant 500 mètres acquise par le Jurassique supérieur au contact Sud-Ouest du bassin de St-Martin-de-Londres. Bien que les limites actuelles des terrains du Crétacé inférieur soient

évidemment fixées par l'érosion (leur extension maximale n'ayant jamais dépassé la Séranne ni atteint le bassin des Causses) il est certain qu'elles ne sont pas très éloignées des limites originelles. Les niveaux marneux demeurent peu épais et réduits en nombre dans l'ensemble de la série: Trias moyen et supérieur; Lias élevé, ici souvent réduit, horizons allant du Callovien à l'Argovien. Ce sont ces niveaux qui peuvent introduire "une discontinuité mécanique" selon l'expression de M.GOTTIS (1957-1964,p.39) dans une stratigraphie où dominent les calcaires massifs et les calcaires dolomitiques rigides, les uns et les autres. Entre les masses rauraciennes et kimméridgio-portlandiennes, les petits bancs marno-calcaires du Séquanien, grâce à "leur mince litage et à leur plasticité relative"(ibid), peuvent jouer un rôle équivalent.

Ces particularités lithologiques rendent compte largement du style structural qui, à son tour, fonde l'importance de la circulation karstique. Sur ce matériau dur et perméable, des traces d'aplanissements demeurent, remarquables et très haut perché au-dessus du niveau de base local subaérien: c'est notamment le cas de la Séranne au-dessus du Buèges et des Gorges de la Vis.

1- La Séranne -

a)-Le synclinal fossé :

--- A observer de loin cette montagne dont la crête se hausse à 942 mètres et se tient, sur plus de 20 kilomètres

autour de 800 et 700 mètres la structure synclinale ne peut faire de doute. Elle est marquée, quoique faiblement, tant pour l'axe transversal que pour l'axe longitudinal. Au Sud - Sud-Ouest, en particulier, le signal de St-Baudille (848 mètres) dessine une proue de carène.

--- Cependant l'ondulation des couches n'est pas la seule à justifier l'inversion de relief. Ce synclinal, couronné par les formations du Jurassique Supérieur (Séquanien, Kimméridgien et, surtout, Portlandien), est installé dans un fossé dont les failles limites sont à peu près parallèles à son grand axe et à peu près parallèles entre elles.

Ces accidents n'ont cependant pas un rejet comparable. L'accident Nord-occidental met le Portlandien de la Séranne en contact avec le, Kimméridgien dominant la Gorge de la Vis, à hauteur des Claux (St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°1-2), tandis que le même Kimméridgien entre en contact anormalement avec lui-même dans le poljé du Coulet (feuille du Caylar, 1/25 000ème, n°7-8): le rejet est donc au plus un peu supérieur, au moins plus faible que la puissance affectant le Portlandien. Au contraire, l'accident Sud-Oriental porte, au minimum, le Kimméridgien et le Portlandien contre le Bathonien, aux deux extrémités, tandis que, dans la partie centrale le Rauracien vient affronter le Lias inférieur (Sinémurien). Le rejet théorique devient énorme (de l'ordre du millier de mètres), si l'on fait abstraction des effets de dénudation ayant pu intervenir dans l'intervalle des mouvements successifs dont il exprime

la valeur cumulative.

Par ailleurs, nous l'avons noté à propos de l'identification des trois grands compartiments qui se partagent les hautes Garrigues, le fossé inversé de la Séranne est basculé au Nord - Nord-Est vers le synclinal de Ganges.

--- Les failles limites de cette montagne empruntent la direction des accidents sub ou péri-cévenols; mais il s'agit de fractures majeures à rejeux multiples et à significations complexes.

L'accident bordier Nord-occidental de la Séranne se prolonge dans la faille Nord du Taurac dont le caractère inverse est visible à Laroque comme nous aurons l'occasion de le préciser. L'épisode compressif qui se trouve ainsi dénoncé nous paraît mal compatible avec la création du fossé de la Séranne, phénomène impliquant la distension. C'est pourquoi nous pensons que l'accident-limite, en conformité avec beaucoup de failles importantes du Bas Languedoc, est antérieur à la crise pyrénéo-provençale.

Par ailleurs le miroir de l'accident Sud-oriental, exhumé près de la papeterie de Brissac, à la bordure extérieure du "bloc intermédiaire" de calcaire tithonique qui porte ce village, a montré à B. VIELZEUF (1961) des stries horizontales de décrochement. La faille "languedocienne" de la Séranne relève donc du rejeu "en coulisse" imposé, en ce secteur, par l'orogénie pyrénéo-provençale à une cassure vraisemblablement pré-existante. La notion avant-pyrénéenne de

coulisse implique, dans le cas particulier, une phase de compression, confirmée par l'allure inverse du miroir de Laroque précité. Entre autres arguments en faveur d'un phénomène compressif, on peut encore signaler l'ancrage des figures plissées de l'aire de Buèges contre le plan de la faille limite Sud-orientale (synclinal des Lavagnes/ Plaine de Lacan: feuille du Caylar, 1/25 000ème, n°7-8); dôme dissymétrique à coeur de Lias et Trias de St-Jean-de-Buèges/ les Prats/ la Croix; feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°1-2, 5-6). Nulle part, sans doute, le Bas-Languedoc ne s'apparente d'aussi près au "style comtois" du Jura.

Toutefois, la présence de l'Oligocène élevé, conservé dans le Graben de Montoulieu, au contact même de l'Accident de la papeterie de Brissac, atteste, pour ce dernier, un rejeu normal contemporain de la crise cévenole et dans un sens opposé à celui qu'avait défini la création du fossé de la Séranne.

On voit bien qu'on ne peut manquer de se demander:

1)-si ces accidents-limites n'ont pas rejoué depuis le stampo-aquitainien. 2)- si une éventuelle mobilité les concerne également l'un et l'autre. Ces questions sont essentielles, d'un point de vue morphologique, s'agissant de rendre compte des topographies sommitales. Il est vrai qu'inversement l'étude de ces dernières peut jeter quelque lumière sur la question du diastrophisme récent:

b)-Les deux surfaces sommitales:

Le sommet de la Séranne porte les traces de deux topographies d'aplanissement successives. La plus élevée qui est aussi la moins intacte affecte la ligne des crêtes et demeure toujours extrêmement étroite là-même où sa conservation est la plus certaine. La plus basse, d'étendue moins réduite, se développe exclusivement sur le flanc Nord - Nord-Ouest; la seule exception que l'on puisse opposer, dans le Bois domanial de Pégairolles-de-Buèges (feuille du Caylar, 1/25 000ème, n°7-8) semble se réduire à un replat substructural, suscité par un de ces accidents transverses d'intérêt second sur lesquels B. VIELZEUF (1961) a naguère insisté et qui court au pied du Serre des Pins.

La surface inférieure biseaute le Portlandien et le Kimméridgien sur l'ensemble de la face Nord-occidentale de la Séranne; elle nivelle la faille limite et, par conséquent, se prolonge sur le Larzac. Les hauteurs du Château de St-Martin (692 mètres) ne lui appartiennent pas, de même que le massif du Puech Agut (834 mètres) qui demeurent en saillie par rapport à elle (feuille du Caylar, 1/25 000ème, n°34 et 7-8). Les grands poljes de St-Martin-, le Coulet et la Combe de Natges (ibid.) se situent en contre-bas de cet aplanissement. A son niveau l'épandage de "siderolithique" du Rangas est antérieur, à la fois au creusement des poljés et à la formation de St-Maurice dont il ne possède ni les micaschistes ni les concrétions ferrugineuses à structure d'aliol signalée par M. CADILLON (1970) et dont nous avons fait état au chapitre IV. Ces données signalent

la "surface fondamentale" que nous situons dans l'ensemble du Bas-Languedoc, comme oligo-miocène ou, si elle n'est pas intacte, une topographie qui en dérive directement par regradation. Entre les hauteurs du Puech Agut et la Séranne, nous avons noté au chapitre III sa disposition "en couloir" et son inclinaison de 625 mètres au Sud - Sud-Ouest à 525 mètres au Nord - Nord-Est, sans qu'il soit aisé de faire la part de sa pente originelle vers le niveau de base local du bassin de Ganges et d'éventuelles déformations ultérieures. Celles-ci, en tout cas, ne peuvent remettre en cause la faille-limite Nord-occidentale de la Séranne. De ce côté, le seul style de diastrophisme tardif admissible est épirogénique et n'a pu affecter la solidarité du Larzac et de la Séranne.

L'identification de l'aplanissement inférieur permet de rapporter la topographie des crêtes à un relief résiduel, antérieur aux dislocations cévenoles stampo-aquitaniennes. Encore faut-il s'assurer qu'elle réponde bien à la définition de notre "surface haute" du Bas-Languedoc. L'analyse graphique de la crête de la Séranne montre l'existence indiscutable d'un biseau d'érosion établi aux dépens du Kimméridgien et du Portlandien ployés synclinalement entre le signal de St-Baudille et le picoch Launet; il se tient autour de 800 mètres d'altitude actuelle (feuille du Caylar, 1/25 000ème, n°7-8). Au-delà, vers le Nord- Nord-Est, la topographie est entièrement sculptée dans le Portlandien. Elle dessine de nombreuses mais modestes indentations qui ont un caractère structural: c'est le cas

de tous les replats subordonnés aux "serres", "puechs" et "rocs" qui jalonnent les points hauts avec des intervalles, entre eux, de deux à trois kilomètres. Mais il est possible d'aligner ces points hauts, y compris le revers méridional du Roc Blanc (942 mètres), dans une sorte de surface sommitale dont nous avons déjà souligné l'étroitesse.

Que le point le plus élevé de cette topographie sommitale se situe au tiers Nord - Nord-Est de son extension n'a sans doute pas d'autre signification que la résistance du Portlandien à faciès tithonique, combinée avec la puissance de ses assises et le jeu local de pendages que perturbe peut être un accident transversal à hauteur du col anonyme utilisé pour le passage du chemin de la Coupette et des lignes à haute tension (feuille Saint-Martin-de-Londres, -/20 000ème, n°1-2).

Que le profil longitudinal de la topographie sommitale (le seul qui ait une signification étant donnée l'étroitesse de la crête) dessine une légère inflexion synclinale dénonce peut-être un léger rejeu de la structure: nous nous garderons d'être affirmatif sur ce point et, encore plus, de proposer une localisation chronologique pour cet hypothétique mouvement.

Par contre la brutale retombée de la Séranne sur le pays de Buèges est pleine d'enseignements.

c)-La retombée de la Séranne sur le Pays de Buèges:

Elle se caractérise par l'importance de la dénivellation créée (500 mètres) et la faiblesse du recul par rapport au tracé de la ligne de faille (le faite n'en est qu'à

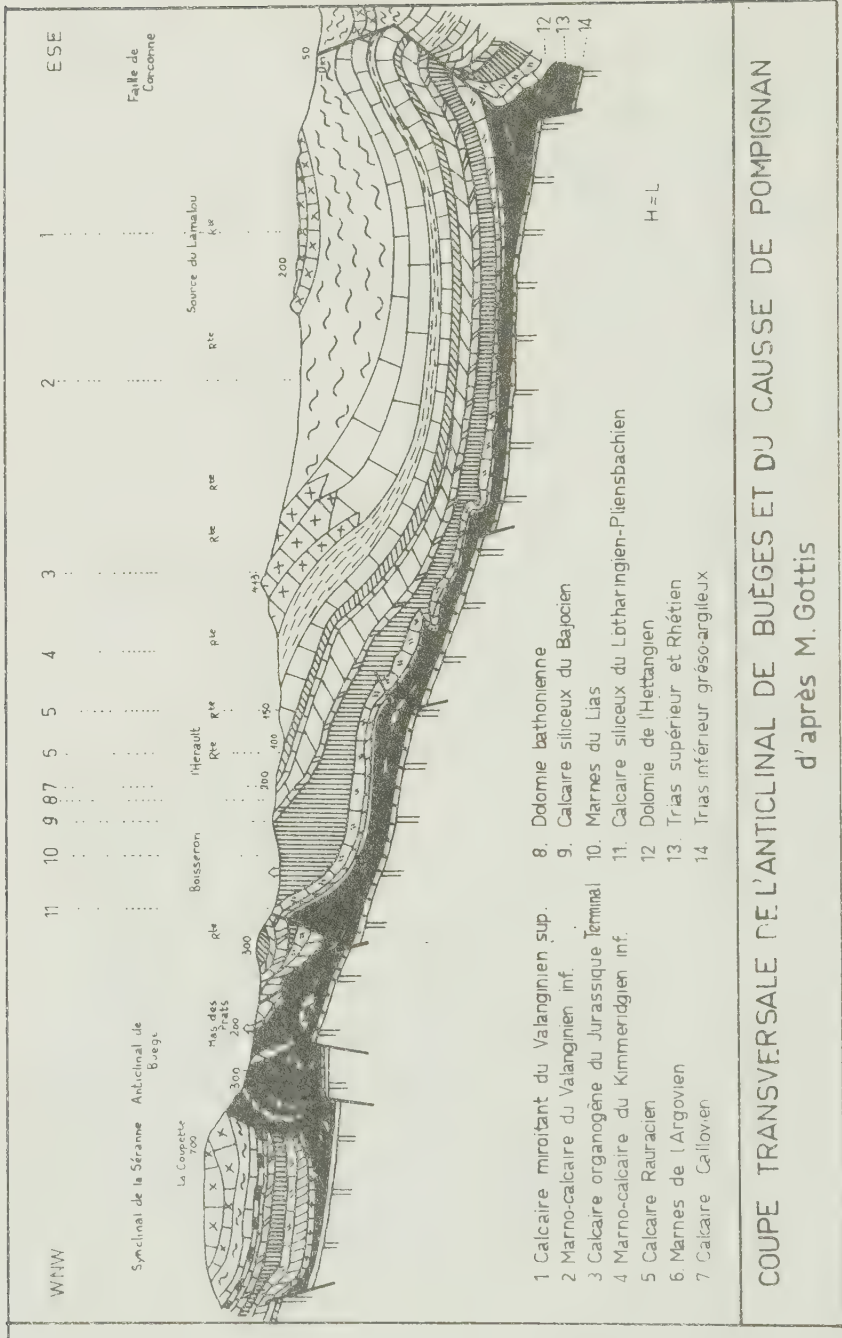
1,5 kilomètre au niveau du Roc Blanc; à moins d'un kilomètre à celui de la Peyre Martine où l'érosion du versant prend un caractère sélectif, en fonction de faiblesses tectoniques locales, avec le Cirque de la Séranne). Les caractères d'extrême jeunesse de ce flanc Sud - Oriental de la Séranne sont renforcés par son modelé : versant structural au sommet; versant réglé à la base, mais par l'empâtement d'un talus d'ébouillements coalescents de gélifracsts remaniés, puissants de plusieurs mètres à la base, hauts de plus de 100 mètres, affectés de terrasses ou, au contraire, consolidés par la calcite -- que leur faciès oblige à ranger dans le Quaternaire récent.

Ce versant nous apporte l'assurance d'un rajeunissement constant par l'érosion climatique jusqu'au Virmien; il introduit, en outre, la présomption d'un exhaussement tectonique récent. Si l'on veut bien nous suivre dans la datation que nous proposons pour les aplanissements languedociens, cette présomption sera transformée en certitude par la considération du fait que la "surface fondamentale" entre le versant caussenard où nous l'avons identifiée, et le Causse de la Selle où nous la retrouverons se trouve dénivelée d'environ 300 mètres. Il serait illusoire de chercher à préciser davantage ce chiffre. Les méplats de la surface fondamentale, en effet, ne viennent pas au contact les uns des autres de part et d'autre de l'accident dont nous cherchons à apprécier le rejeu: elles en sont séparées par les hauteurs sommitales résiduelles de la Montagne. Si l'on considère que chacun d'eux peut se réclamer d'une pente, originelle ou

acquise par déformation, que les altitudes initiales dont ils sont dotés : sont dans la dépendance de la distance au niveau de base local qui paraît, ici, se situer vers le synclinal de Ganges et le fossé de Montoulieu, qu'il convient encore de tenir compte des chances inégales de regradation ultérieure, l'on conviendra qu'il n'y aurait guère de sens à rechercher une mesure plus exacte qu'un ordre de grandeur approximatif.

Une conclusion s'impose néanmoins: le jeu post-miocène de la faille-limite Sud- orientale de la Séranne, avec exhaussement solidaire du Larzac et de cette montagne cependant que s'abaissait relativement, en contre-partie, l'aire du Buèges. En raison de la jeunesse de l'abrupt créé (abrupt de ligne de faille pour sa partie haute, du fait de l'inversion de relief de la Séranne, abrupt de faille direct pour sa partie basse), il est probable que ce diastrophisme relève de la crise du Quaternaire ancien. Le petit pointement basaltique de la rive gauche du ruisseau du Rouvignou (feuille de Lodève, 1/25 000ème n°3,4, cartographie sur la feuille au 1/80 000ème de Bédarieux) paraît en être une confirmation, par son activité légèrement post-tectonique.

Si l'on veut rechercher, dans la structure profonde de la Séranne, les modalités mécaniques de ce réajustement tardif, on ne les trouvera probablement pas dans un bourrage de Trias gypso-marneux fluent. Celui-ci est peu épais à l'amont tectonique, c'est-à-dire au niveau du dôme de Gornières. Nous inclinons plutôt à y voir la répercussion superficielle d'un



mouvement imputable à un panneau de socle, sur la pente de l'interface socle/ couverture qui descend du dôme de Gornières vers l'aval-pays. Dans la mesure où le Trias supérieur se montre fluent, dans l'hypothèse de M.GOTTIS (1959-1964), il aurait plutôt été chassé du soubassement de la Séranne pour contribuer à gonfler l'anticlinorium du Buèges.

2)-L'aire anticlinoriale du Buèges:

Etendue depuis les environs de St-Guilhem-de-désert jusqu'aux abords orientaux de Montoulieu, séparant la Séranne du bassin de St-Martin-de-Londres et du Causse de Pompignan cette figure anticlinoriale de grande taille révèle mieux son unité sur la carte géologique que sur le terrain. Affectée de complications qui sont révélatrices du style sous-régional, l'on doit la diviser en secteurs pour en préciser la structure que tendent à effacer des aplanissements étagés et étendus particulièrement remarquables. Moins que jamais en Bas-Languedoc, l'étude chronologique de l'évolution ne saurait séparer la mise en place des structures et les grandes étapes d'un modelé auquel le karst et les actions climatiques quaternaires ont apporté des retouches de petite échelle mais très visibles.

a)-La structure-

Sur une coupe de tracé relativement méridional allant de St-Jean-de-Buèges à St-Martin-de-Londres, les critères d'appartenance à un ensemble anticlinal, aux flancs très inégalement développés, n'apparaissent avec netteté qu'à l'Ouest, dans la zone de culmination tectonique et à l'Est sur la retombée du

mouvement; le secteur intermédiaire qui recèle les principales complications, montre plus d'irrégularités, grâce à l'influence d'accidents cassants, dans les affleurements et les pendages. Au contraire, au Nord - Nord-Est, l'effort de plissement se calme en une ample voûte relativement simple dont la terminaison périclinale s'ennoie vers l'extrémité orientale du synclinal de Ganges. De là les quatre divisions structurales que nous proposons.

(1)-Le domaine occidental de culmination tectonique:

Dans ce domaine, trois combes s'ordonnent de façon assez complexe:

-La plus méridionale est dite de la Font-de-Griffe.

Le mouvement anticlinal est ancré sur la faille-limite Sud-orientale de la Séranne. Il prend l'allure d'un dôme principalement développé vers l'Ouest, c'est-à-dire, en réalité, dans le flanc de la Séranne, sous le signal de St-Baudille dont il explique la proue curieusement contournée au niveau de la terminaison pérисynclinal. L'inversion de relief qui demeure faible, fait affleurer le Callovien et le flanc occidental se développe dans les "marnes et calcaires marneux de l'Argovo-Kimméridgien" (M.GOTTIS, 1957-1964, p.48). Sur l'autre flanc de cette combe peu creusée, se trouve porté le Dogger, par le jeu de la faille limite de la Séranne (v. feuille géologique de St-Affrique au 1/80 000ème). Mais la courbure anticlinale se retrouve de l'autre côté de cet accident sur le compartiment

oriental. Et, un peu au Nord de la Font-de-Griffe, à hauteur de la ferme de Faissas, une esquisse d'inversion de relief se dessine, avec affleurement du Bajocien le long du chemin D.122 médiocrement dominé par les calcaires dolomitiques du Bathonien (cote 467 de la f. du Caylar, 1/25 000ème, n°7-8). Cette combe incipiente semble avoir évolué en poljé élémentaire, envahie

de terre de Causse par drainage des hauteurs voisines; elle se montre aujourd'hui suspendue au-dessus des thalwegs des ruisseaux de la Côte et de la Combe.

Peu séparable de la dépression de la Font-de-Griffe dont elle forme la réplique de l'autre côté de l'accident limite, elle appartient sans conteste à l'aire du Buèges; c'est pourquoi nous les avons étudiées ici, ensemble. La combe-poljé de Faissas est séparée de la Combe de St-Jean-de-Buèges par le mouvement synclinal des Lavagnes/ Plaine de Lacan, également souligné par l'inversion du relief.

--- Egalement ancrée sur la faille-limite Sud-orientale de la Séranne, la combe de St-Jean-de-Buèges correspond à un mouvement anticlinal très dissymétrique, avec flanc Ouest très court et flanc Est plus développé. Le ploiement des couches est plus énergique, accompagné de dislocations serrées et se trouve induire une inversion de relief plus importante (200 mètres), par comparaison avec la dépression précédemment citée. D'où l'intérêt du point de vue découvert au grand virage de la D.122 qui descend du Causse de la Selle sur St-Jean.

-Les affleurements:

Au fond de la Combe affleurent les marnes gypsifères bariolées du Trias supérieur et divers termes de l'Infra-Lias: l'Hettangien dolomitique et le Sinémurien aux bancs de calcaire foncé.

Sur ses lèvres (la lèvre occidentale étant éliminée par la faille-limite de la Séranne, sauf au Nord du parallèle des Prats où elle connaît un petit développement) on rencontre successivement les calcaires marneux, puis les marnes feuilletées et noires du Lias supérieur formant la base du talus, les calcaires marno-siliceux du Bajocien, enfin la grande dolomie grise du Bathonien qui dessine la corniche.

Du moins est-ce là la disposition théorique. Car, en réalité, la structure du coeur anticlinal est complexe et confuse et la bordure, même orientale, se montrent faillées et irrégulière. De la sorte, au Nord-Est de St-Jean-de-Buèges, l'enceinte comporte, à une distance horizontale des affleurements de l'Infra-Lias qui n'excède pas 300 mètres, une enceinte formée par les calcaires marneux de "l'Oxfordien" et les calcaires plus purs et plus massifs du Rauracien.

-- Les irrégularités de la bordure orientale:

-La descente de la D.122 sur St-Jean-de-Buèges montre plusieurs accidents cassants se succédant sur une faible distance, tous parallèles à la bordure de la Combe.

-Vers le Sud-Ouest, la fermeture de la dépression anticlinale paraît plus régulière. Au midi de la source karstique de la rivière Buège qui en signale le fond, se dresse sur piédestal de marnes du Lias supérieur, la corniche du Dogger qui a fixé le site de Pégairolles. Toutefois ce village domine au Sud, la vallée rectiligne du ruisseau du Pontal. Cette vallée exploite une longue faille d'orientation Sud-Ouest, Nord-Est et c'est par cet accident que le quasi demi-dôme du Buèges entre en contact anormal avec le synclinal-fossé de l'Ermitage de N.D. de Belle Grâce qui appartient déjà à la zone des plateaux intermédiaires.

-De St-Jean-de-Buèges à la ferme de Bévieures, au pied du monastère du Suc (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°1-2 et 5-6), le mouvement anticlinal du Buèges est interrompu, du côté Est, par une étroite lame, véritable écaille synclinale, alignant de part et d'autre de la cluse de St-André, le Caussonel et le Serre de Roque-Aïrole. Encadrée d'accidents cassants, cette écaille a incontestablement une valeur d'ensemble de graben, dans la mesure où elle fait affleurer le Rauracien et l'Argovien au même niveau altimétrique que le Dogger qui vient la border, en contact anormal, aux deux extrémités de sa face orientale. A considérer sa portion Sud-occidentale, on peut y voir une Séranne en miniature: synclinal-fossé mis en valeur par l'inversion du relief. Au vrai c'est une véritable proue de carène que le Rauracien dresse au-dessus de St-Jean, du fait de l'affouillement du Lias de la Combe au Nord

et de la percée épigénique de la rivière Buège , au Sud. Mais à St-André, la cluse du ruisseau de Boisseron, grossi de la source des Pradasses (feuille St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°1-2) révèle une structure bien différente. Conséquence d'une lithologie moins massive que celle du Rauracien, les assises argoviennes se montrent plissotées de façon très serrée; et, tant du côté du Caussonel que de celui du Serre de Roque-Airole, la coupe naturelle de "l'écaille synclinale" admet un net motif anticlinal. Il semble du reste (B.VIELZEUF, 1961), qu'un décrochement affecte cette étroite lame à hauteur des baraquements abandonnés du hameau des Prats.

Ces derniers détails ont pour intérêt principal de souligner les effets disharmoniques liés aux faciès de compé- tence différente. et de mettre l'accent sur un épisode de ser- rage violent. Ils ne changent rien à cette constatation géné- rale: la culmination anticlinale de St-Jean-de-Buèges entre en contact anormal avec les synclinaux-fossés qui la joutent (Ermitage de N.D. de Belle Grâce, Caussonel - Serre de Roque-Airole, Séranne). C'est le comportement d'un horst-anticlinal. Mais cette figure tectonique se trouve encore compliquée par la disposition des affleurements du noyau.

--- Les irrégularités du noyau:

Elles se résument dans les contacts anormaux et les redoublements de couches qui se manifestent au sein des assises du Trias supérieur et du Lias inférieur.

Quelques hésitations subsistent quant au nombre de ces accidents. R.NICKLES (1902-C.R.Collab.Serv.Carte Geol. Fr.t.XIII, n°91, pp.84-85) y a décrit "une série de lames triasiques disposées en écailles, imbriquées dans le matériau liasique de leur couverture et dejetées vers le Nord-Ouest". Au Nord de St-Jean-de-Buèges, vers le hameau des Rives il reconnaît "7 affleurements de l'Infra-Lias, supportant à 6 reprises différentes, des couches parallèles de marnes bariolées du Trias". B.VIELLEUF (1961, p.33) qui adopte l'interprétation de R.NICKLES avoue néanmoins n'avoir pu en reconnaître que 5 et évoque, non sans motif, les difficultés qu'offre l'identification des faciès et des contours sur le terrain. La cartographie de la 2ème édition de la feuille géologique du Vigan au 1/80 000ème s'inspire du travail de R.GAY (D.E.S. Sc., Montpellier, 1934): sans nier le caractère anormal des contacts, cet auteur n'a figuré que deux affleurements de Trias (l'un à proximité du hameau du Méjanel et de la source karstique de la Buège, l'autre au Nord du Caussonel au lieu-dit la Gypière) et un nombre à peine supérieur de lames liasiques. Tout en reconnaissant la clarté pédagogique du tracé ainsi obtenu, M.GOTTIS (1957-64, p.50), arguant du vieux sondage du Mas des Prats, ne l'en estime pas moins "un peu trop simplifié".

Ces divergences s'expliquent: 1) par les confusions difficiles à éviter entre les marnes du Trias et celles du Lias; 2)-par l'allure fluente de ce Trias marno-gypseux qui s'est mis en place à partir de véritables giclées; 3) par l'in-

clinaison des contacts apparemment peu pentés.

Les désaccords, néanmoins, ne portent que sur le nombre des accidents, mais non sur leur nature (giclées de marnes gypseuses du Trias et écailles liasiques calcaires emballées dans les marnes tant du Trias que du Lias) ni sur leur rôle tectonique. Injections de marnes et redoublement d'écailles plus rigides ont pour conséquence, par un effet de bourrage, le gonflement du noyau anticlinal d'ailleurs vulnérable et aujourd'hui mis en creux par l'érosion.

--- Toujours en ce domaine occidental de culmination tectonique, l'on trouve une troisième combe, celle de St-André-de-Buèges, dont le développement prouve que la tendance anticlinale (désormais très modérée) reprend au Sud-Est de l'écaille le synclinal du Caussonel.

L'inversion du relief (environ 100 mètres) y est ordonnée à partir de la confluence de la Buège avec le ruisseau de Boisseron après que celui-ci ait franchi la cluse de St-André; elle s'est faite aux dépens des couches liasiques d'un demi dôme, ancré sur la faille du Caussonel et dont les pendages sont modérés et relativement réguliers. Toutefois, un accident radial, perpendiculaire au Caussonel, en affaissant le quart Nord-oriental du dôme et en amenant les couches du Callovien-Oxfordien marneux à hauteur de l'enceinte bathonienne du quart Sud-oriental, a facilité la percée conséquente par laquelle la Buège s'évade de la Combe de St-André.

Plus loin, particulièrement vers le Sud, s'étend le domaine que nous avons qualifié d'intermédiaire où la signification anticlinale est plus difficile à reconnaître.

(II) Le domaine intermédiaire des fossés synclinaux:

Là les pendages s'atténuent dans l'ensemble. "Secteur plus faillé que plissé" a-t-on dit des Monts de St-Guilhem qui touchent à la partie Sud-occidentale de ce domaine. Les quelques ondulations des couches et les accélérations locales de pendages que celles-ci connaissent paraissent en grande partie subordonnées aux accidents cassants.

A la faveur de ces cassures, de curieux motifs d'imbrication apparaissent. Dans l'ensemble anticlinorial du Buèges, ceux-ci prennent la forme de fossés synclinaux disposés en relais. Bien qu'occupant une position engagée dans l'aire de culmination tectonique, entre les combes de St-Jean et de St-André, le Caussonel figure déjà l'un d'entre eux. Il en existe d'autres, moins étroits qui intéressent le Sud-Ouest du Causse de la Selle. Celui auquel nous avons déjà fait allusion sous le nom de l'Ermitage de N.D. de Belle Grâce est relativement complexe. Il s'agit bien d'un fossé mais dont la partie **contra-**le est occupée par le long crêt élevé du calcaire dolomitique bathonien culminant au Roc de la Vigne (709 mètres). Il domine, en direction du Nord-Ouest, la carène perchée des Lavagnes-Plaine de Lacan (613-605 mètres) au berceau rauracien; vers l'Est, une faille Nord-Est, Sud-Ouest, passant à proximité du

Mas ruiné de l'Arboussier, effondre le petit fossé où sont conservées les formations calloviennes à oxfordiennes de la Plaine de l'Estagnol, perchée à 200 mètres au-dessus de l'Hérault (feuille du Caylar, 1/25 000ème, n°7-8).

Dans le synclinal fossé voisin, l'inversion de relief joue en faveur du Portlandien à faciès tithonique des Courrèges (382 mètres); tandis qu'aux Plaines, près de la bergerie du Merle, la même roche est nivelée dans le plan d'érosion du Causse de la Selle (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6). Comme la précédente, cette unité est tranchée au Sud-Est par la faille de la Selle nivelée sur le plateau, mais à l'origine du ravin de la Combe de Merle, sur sa bordure; toutefois, le bloc ainsi détaché qui porte la Tourelle du Cognos-sou et au pied duquel sourdent les Cent Fonts, se définit comme un faible horst avec, du reste, ploiment légèrement synclinal des couches.

Sur l'autre rive de l'Hérault, au Sud immédiat de Frouzet, une inversion de relief de petite ampleur a permis aux couches d'un fossé exigu (marnes de "l'Oxfordien" couronnées par l'Argovien Rauracien) un commandement d'une cinquantaine de mètres par rapport aux terrains encaissants (Callovien et Bathonien): de là les sommets du Puech (276 mètres) et du Puech d'Uglas (267 mètres).

Tectonique en "touches de piano" diagnostique
M.GOTTIS (1957-1964, p.48). Outre les phases successives de dé-

tente et de compression qu'e supposent, comme pour la Séranne, les figures cartographiques, intervient la question plus délicate d'un gondolement tardif que l'environnement suggère du fait du bourrage de la zone de culmination anticlinale de St-Jean-de-Buèges et du redressement rapide des couches vers la bordure du bassin de St-Martin-de-Londres.

(III) - La retombée de l'anticlinorium sur le bassin de St-Martin-de-Londres:

Vue du Causse de la Selle, à l'Ouest, elle se présente comme la majestueuse succession des ressauts d'un crêt culminant à plus de 500 mètres -- ressauts puissants mais rarement couronnés de corniches rocheuses, le plus souvent émoussés au contraire. Ils signalent les affleurements des calcaires dolomitiques du Bathonien et des calcaires massifs du Rauracien et du Kimméridgien. L'Oxfordien et le Séquanien forment les vires. Le Portlandien à faciès tithonique ne couronne la ligne de crête qu'au Nord et au Sud de cette retombée. Là, il est entraîné par le mouvement synclinal de la Célette (feuille St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°5-6) que l'érosion a inversé qui s'accôle à la retombée anticlinoriale du Buèges, sans variation d'altitude notable, mais qui représente en réalité, au-delà de la faille du décrochement de la bergerie du Patus, l'extrémité pérисynclinal de la cuvette du Causse de Pompignan et du bassin de St-Martin-de-Londres. Dans le secteur central, au droit du village de St-Martin et jusqu'à la gorge du Ravin des Arcs (Lamalou), le faciès tithonique est cantonné sur le revers

dont la pente se montre rapide comme du reste les pendages.

Au Sud de Frouzet, le petit fossé à relief inversé du Puech et du Puech d'Uglas, déjà signalé, a pour effet de redoubler les affleurements de l'"Oxfordien" et du Rauracien. L'accident qui le limite à l'Est connaît un prolongement méridional qui passe à proximité de la ferme de Montlous (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6), jouant le même rôle. Sur une partie de son parcours, cette faille est nivelée. Le développement ainsi acquis par les faciès tendres explique la création d'un replat d'érosion semé de puechs résiduels aux altitudes de 223/230 mètres qui correspondent, de l'autre côté de l'Hérault, au niveau le plus bas biseautant le Causse de la Selle. Sans cet aplanissement local l'on verrait se relever plus rapidement le versant: en effet, accident normal et contraire développé sur un monoclinal, le rejet de la faille de Montlous est typiquement compensateur. Or, entre la ferme de la Conque et la bergerie du Bayle, cette faille de Montlous est décalée par une cassure transverse qui lui est donc postérieure et qui se prolonge à l'Est vers la ligne de faite.

Les accidents transverses jouent, du reste, un rôle discret mais non négligeable dans les variations de la ligne de faite. L'on peut considérer, en gros, que le recul du calcaire ^{bitonique} mentionné ci-dessus, entre la latitude de St-Martin-de-Londres et celle du Ravin des Arcs, trahit le passage de l'axe Ouest- Nord-Ouest, Est - Sud-Est de l'anticli-

norium du Buèges qui connaît là son maximum de largeur. Toutefois, les calcaires massifs qui sont ici en cause (malgré quelques possibilités de glissement d'un banc sur l'autre offertes par le Séquanien calcaréo-marneux) ne sauraient s'accommoder de réactions très souples. En témoignent deux cassures de relief opposé qui encadrent le secteur où recule le Portlandien et où le Kimméridgien fournit le matériau du crêt sommital. Savoir: la faille de l'aven de Pontière, au Sud, et celle du Bois de Cayla, au Nord. Entre ces deux accidents, le secteur considéré figure une sorte de faible horst. Notons au passage que la faille du Bois de Cayla, orientée à l'Est-Nord-Est dispose de quelques répliques et qu'elles guident ensemble le tracé anguleux des méandres "forcés" du Lamalou.

La faille du Bois de Cayla se montre ~~postérieure~~ à un autre type d'accident transverse représenté par la dislocation qui passe à proximité du Logis du Bois, d'orientation Nord-Ouest, Sud-Est et qu'elle décale. Cette dislocation du Logis du Bois (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°1_2) sépare une faible ondulation anticlinale qui pousse un "nez plongeant" tithonique puis berriasien en direction de N.D. de Londres (anticlinal "plat" de la Caumette), d'une ondulation synclinale provoquant dans le flanc du Buèges un rentrant qu'utilise sur une courte distance la N.586. L'ondulation de la Caumette se trouve sur le compartiment Nord-Est; l'ondulation synclinale qui occupe le compartiment Sud-Ouest dessine en outre le col coté 280 où la D.1 rejoint la N.586.

D'autres types d'ondulations transverses peuvent être décrits au long de la ligne de faite. Mais du point de vue de la géométrie d'ensemble de l'anticlinorium, elles paraissent compter moins que les failles. Celle du Logis du Bois s'accompagne d'un décrochement visible entre le Pioch du Camp (426 mètres) et le Pioch du Mail (431 mètres) comme, plus à l'Est, aux environs de N.D.de Londres. La cartographie de M.MATTAUER et J.MATTEI est, sur ce point particulièrement suggestive. De la sorte, sur cette bordure fortement flexurée (et passant à la faille) où les pendages observables vont d'Ouest en Est de 20 à 40/50° (M.GOTTIS 1957-1964, p.49), avec un bâti composé de masses calcaires ou calcaréo-dolomitiques rigides et cassés que séparent de rares et minces horizons compétents, l'on peut difficilement échapper à la conception d'un découpage de la retombée monoclinale en panneaux de taille moyenne, modérément mais inégalement glissés vers l'aval pays.

L'impression de contact brutal avec l'avant pays se trouve encore accentué dans la terminaison périclinale de l'aire anticlinoriale.

(IV)-La terminaison périclinale: Bois de Jous, de Monnier et de Sauzet:

Au-dessus des fermes du Verdier, de Coulet et de la Cardonille (feuille de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°1-2) qui occupent la dépression karstifiée ouverte au contact du Kimméridgien et du Portlandien à laquelle il a déjà été fait allusion au chapitre IV, se dresse, émoussée par des versants

réglés, une muraille calcaire disposée en arc de cercle. C'est là une combe annulaire dont le noyau est représenté par les buttes kimméridgiennes qui entourent le Cayla comme le montre le bloc diagramme que nous avons intitulé "hautes Garrigues". Ainsi se matérialise la voûte anticlinale des Bois de Monnier, Pous et Sauzet.

Là, en effet l'aire anticlinale du Buèges se simplifie tendant à se réduire à un mont dont la plongée périan-ticlinale se fait sous le Berriasien vers la Vieille (feuille du Vigan, 1/25 000ème, n°7-8) et même sous le Valanginien au Bois de la Salle de Gour (ibid.). La simplification de la structure n'est pas telle, toutefois, que les cassures cessent d'intervenir. Les irrégularités de la terminaison périan-ticlinale qui se fait tantôt sous un terrain tantôt sous un autre, le prouvent. On y trouve l'extrémité d'une longue faille longitudinale qui passe à 500 mètres au Sud-Est du Mont Guilhem et des Claparèdes et qui justifie la conservation d'un mince placage de berriasien aux environs de cette ferme. Le fossé ainsi défini, bourré de terra rossa et de cailloutis siliceux a évolué en poljé. Il est dominé à l'Est par le Jurassique supérieur soulevé en horst au Mont Haut (525 mètres) C'est constater que la faille des Claparèdes, par rapport à l'effondrement du Causse de Pompignan, montre un rejet compensateur.

En effet l'ensemble considéré est séparé, par failles normales du fossé de Montoulieu et du Causse de Pompignan.

Le mont lourd et effondré en son centre se comporte également en horst. Ses relations avec l'encadrement restent cependant déterminantes d'un point de vue morphologique.

b)-La formation de l'anticlinorium du Buèges: problème de chronologie morphotectonique:

Comme les plis du St-Loup et de Viols-le-Fort, extérieure au complexe chevauchant languedocien, mais présentant un grand axe tout autrement orienté et parallèle à la bordure montagnarde, se réclamant, en outre, d'un style tout différent, curieusement flexurée et faillée au point qu'on peut y voir des affinités comtoises, l'aire anticlinoriale du Buèges dépend d'efforts tectoniques beaucoup plus malaisés à situer chronologiquement faute que ceux-ci soient jalonnés par une pareille abondance de dépôts corrélatifs bien classés. Force sera donc, après avoir constaté cette carence de s'en remettre à une méthode géométrique concernant tant les relations qu'entretiennent les figures structurales entre elles que les déformations où sont impliquées les surfaces d'aplanissement; il conviendra semblablement de tirer parti des anomalies des tracés hydrographiques et des particularités des circulations karstiques.

(1)-Le problème des dépôts corrélatifs:

Ces dépôts se résument aux affleurements cénozoïques des "bassins" de St-Martin-de-Londres et de Montoulieu et aux placages, plus ou moins prisonniers des lapiès, qu'on rencontre, épars, sur les plateaux mésozoïques.

L'Eocène du bassin de St-Martin-de-Londres:

Il comprend trois niveaux:

L'Eocène inférieur est formé de marnes rosées.

Leur signification détritique est incontestable; toutefois, leur granulométrie n'est compatible qu'avec le transport lent d'organismes hydrographiques sans vigueur, vers des étendues lacustres à caractère de paluds tropicaux, il s'agit du produit du lavage de topographies effacées, réalisé principalement aux dépens de paléosols comme l'exprime leur charge argileuse et leur teinte. Reposant en discordance sur divers termes du Valanginien et de l'Hauterivien, il est ainsi démontré que ces topographies relèvent d'un biseau d'érosion.

-- Ce dernier trait va se préciser au Lutétien. Il est représenté à St-Martin-de-Londres par un calcaire ordinairement pur de précipitation chimique. Sa structure pseudo-olithique n'est due qu'à un phénomène de diagenèse (P. DEMANGEON, 1959, p.132). La présence de silice synsédimentaire dont la mobilisation et le dépôt soulignent opportunément l'ambiance de températures élevées et que signalent quelques Chênes-lièges introduits volontairement dans le Bois de Darnieux-le-Haut (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°5 et 6) n'est qu'un fait local. De l'absence des sables fluviatiles contemporains qui sont représentés à 5 kilomètres de là, au gisement de Valflaunès, P. DEMANGEON (ibid) tire logiquement la notion d'un isolement relatif du lac de St-Martin; mais les caractères

mêmes du dépôt interdisent d'imaginer un relief important au voisinage de l'enceinte limnique; même le St-Loup dont on sait qu'il la bordait au Sud, devait être, à ce moment, particulièrement effacé. D'ailleurs le calcaire lutétien est transgressif à la fois sur l'Eocène inférieur, le Valanginien, le Berriasien et le Jurassique terminal. L'allure de cette discordance, sur la bordure occidentale du bassin de St-Martin-de-Londres, permet de diagnostiquer une surface d'aplanissement en légère pente vers le Nord-Est (M.GOTTIS, 1957-64, p.50), peut être signe d'individualisation d'une "flexure régionale à faible regard Est" (ibid.)

--- Il n'est guère utile de revenir sur les caractères grossièrement détritiques de la sédimentation bartonienne dans le Sud du bassin dont nous avons exploité les rapports avec la surrection des reliefs de Viols-le-Fort et du St-Loup, sauf à rappeler que, dans l'intervalle des efforts orogéniques, se mettent en place des marnes jaunes qui deviennent prédominantes au fur et à mesure que l'on s'éloigne de cette bordure pour régner exclusivement au-delà du gisement du Mas Noir étudié par P.DEMANGEON (1959, pp.146-147). Ce sédiment jaune, argileux, calcaire et ferrique, présente un classement granulométrique de faciès presque logarithmique, témoignant d'une évolution poussée grâce à un transport assez lointain, tout au contraire des brèches méridionales dont la provenance locale est patente, hors de la zone de morphogenèse de Viols-le-Fort et du St-Loup, par conséquent, le lavage de topographies tranquilles et affectées

par la pédogenèse se poursuivait. On peut même affirmer que l'aire du Buëges conservait une importante couverture néocomienne dont il est vain de chercher à préciser la limite, puisque ses débris viendront se sédimenter dans le fossé de Montoulieu, à l'Oligocène (M.GOTTIS, 1957-1964, p.51). Les marnes et calcaires de l'Eocène terminal (e^{3-2}) prouvent que l'ensemble de ces données ne se trouve modifié que par le retour au calme de la bordure méridionale, à la fin de cette période.

---- L'Oligocène "conglomératique" du bassin de St-Martin-de-Londres:

On peut l'étudier dans le petit lambeau proche de la Borie (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6). Il s'agit d'un conglomérat à éléments assez bien émoussés pris dans un ciment gréseux. Il est pour près de 2/3 siliceux. Mais les quartz de filon ne représentent que le 1/4 de l'ensemble. La plus grande partie des galets siliceux sont des silex et surtout des chailles (44%): chailles noires du Jurassique inférieur ou moyen, chailles "zonées" du Tithonique; avec 30% de galets de calcaires secondaires ou lutétiens, ces chailles témoignent d'une abondante ablation réalisée aux dépens des couches sédimentaires mésozoïques. Les galets de grès à ciment ferrugineux sont beaucoup plus rares. Ces derniers définissent l'apport du Nord-Est, en provenance de l'ancienne bordure de l'isthme durancien. La fourniture principale des éléments du conglomérat (calcaires, silex, chailles) semble provenir de la couverture sédimentaire des

Cévennes au Nord, Nord-Ouest. Le confirment les quartz filoniens. En effet, il ne s'agit guère d'éléments locaux: le ciment gréseux comporte de fins débris, évolués par long transport (faciès de classement parabolique - selon F.DEMANGEON, 1959 p.163). Les minéraux lourds, recherchés par le même auteur corroborent la double appartenance: terrains sédimentaires du Nord-Est (disthène) et couverture cévenole ou espace péri-caussenard, y compris les grès du Trias (tourmaline, zircon, rutile, anatase). Ces données qui permettent de définir l'Oligocène inférieur "conglomératique" languedocien (M IV ou g^1), appellent, nous semble-t-il, trois conclusions:

(a)-La première a trait au milieu bio-climatique, question déjà abordée au 1er chapitre de cet ouvrage, dont il sera seulement rappelé, ici, qu'il est capable d'assurer des transports et de fortes décharges de matériaux grossiers vers des lacs peu profonds soumis à l'évaporation périodique.

(b).D'autre part, s'annonce, encore timidement, la surrection tertiaire de la bordure orientale du Massif Central (Cévennes et Causses), en conformité avec l'analyse que nous avons donnée des dépôts du bassin d'Alès dans le même premier chapitre: d'où la mobilisation des quartz de filon et le remploi des éléments triasiques.

Cette orogénèse cévenole est accompagnée du renversement d'ensemble de la pente régionale qui s'annonce, elle aussi. De là les apports de grès ferrugineux et de minéraux lourds,

en provenance du Nord-Est. De là, également, la transgression de l'Oligocène inférieur sur le Jurassique élevé de la retombée septentrionale de l'anticlinal de Viols-le-Fort dont l'érosion ultérieure a respecté d'importantes traces et qu'exprime clairement la cartographie de M.MATTAUER et J.MATTEI (1967).

(c)-Néanmoins, cette mobilité de l'Oligocène inférieur n'est pas telle que les paysages bordant le bassin de St-Martin-de-Londres s'en soient trouvés bouleversés à ce moment. Rien, en particulier, n'indique alors un relief important au contact de l'actuelle aire anticlinoriale du Buèges.

Nous verrons, en posant le problème de leur premier gîte sédimentaire, que les argiles sableuses à cailloutis, épar-
ses sur les plateaux calcaires, sont une incitation à admettre des rives lacustres sises largement à l'Ouest des affleurements actuels.

Des enseignements semblables à ceux que nous venons d'exposer résultent de l'examen des couches de base conservées dans le fossé de Montoulieu.

---- L'Oligocène du fossé de Montoulieu:

-La base de ces dépôts est formée de grés jaunes et conglomérats, visibles un peu au Sud du village de Montoulieu (P.DEMANGEON, 1959, pp.193-194). Les conglomérats rassemblent des galets émousés de calcaires divers, d'ailleurs impressionnés, et des chailles noires et zonées. Les minéraux lourds des grés

offrent un lot transparent de même type qu'à St-Martin-de-Londres (tourmaline, zircon, anatase) à quoi s'ajoute une grande quantité de limonite, opaque au microscope.

On reconnaît là les traits de la formation "conglomératique" de grand transport, impliquant, en particulier, le lavage de topographies aplanies couvertes de paléosols.

Il est donc hautement probable que la datation stampo-aquitaniaenne des formations détritiques du fossé de Montoulieu, telle qu'elle est proposée depuis F.ROMAN (1897) par les successives révisions cartographiques, n'est pas correcte pour les niveaux de base (P.DEMANGEON, ibid.) Elle convient, au contraire, aux horizons supérieurs.

-- Le sommet de ces mêmes dépôts change, en effet, fondamentalement de caractères. Il prend l'allure d'une brèche à liant marneux et à blocs mal façonnés, extrêmement volumineux. Ces blocs se réfèrent exclusivement au cadre local néocomien et tithonique; la gangue marneuse ne comporte plus de minéraux lourds de métamorphisme qu'ils soient d'apport direct ou proviennent par relais du Trias. Cette formation apparentée et quasi-contemporaine de la brèche des Matelles et du cailloutis de St-Ambroix, signale, sans équivoque possible, le temps fort de la surrection oligocène de la bordure orientale du Massif central.

--- Les argiles sableuses à cailloutis des plateaux:

Le lecteur pourra se trouver surpris de nous voir aborder cette formation résiduelle difficile à définir, et plus encore à situer, à cette place. Nous pensons, toutefois, que la suite de ce paragraphe lui permettra d'admettre notre optique.

Il s'agit d'argiles sableuses rutilantes passant à la terra rossa et inégalement chargées de cailloutis de tailles très variables, du gravier au bloc, cailloutis essentiellement quartzeux mais admettant parfois des débris de roches cristallophylliennes et cristallines d'origine cévenole. Les quartz sont fréquemment patinés, de teinte blonde, presque toujours affectés d'un écoussé fluvio-lacustre remarquable, éventuellement calibrés (quartz "noisettes" du Causse-de-la-Selle), selon l'expression de Melle C.CORNET, 1973, pp.505-518).

Les gîtes actuels de cette formation dépendent, grands ou petits, des pièges du karst superficiel: rainures de lapiès, poches, dolines, vallées sèches, poljés élémentaires. L'éparpillement par des flux à grand développement latéral et le remaniement sont certains. L'un et l'autre relèvent d'une compétence réduite; à telle enseigne que Melle C.CORNET (ibid) a remarqué que les blocs sont demeurés sur des points hauts tandis que galets, graviers et argiles sableuses se trouvent rassemblés dans les creux. La valeur corrélative de tels débris résiduels s'applique bien davantage aux topographies aplanies dont ils figurent l'un des critères signalétiques et dont ils permettent

de suivre les phases de dégradation qu'à tel épisode orogénique avec lequel leurs liens ne sont pas immédiatement apparents. C'est bien ainsi que Melle C.CORNET les utilise et nous les emploierons dans une même optique.

Cependant, il nous apparaît important de marquer le caractère hétérogène de cet ensemble. Si nous l'avons bien comprise, c'est effectivement un mélange dont traite Melle CORNET (art.cité) et auquel elle attribue le caractère d'une nappe alluviale pontienne. Nous avons déjà, en fin du troisième chapitre, analysé les points de convergence et les désaccords existant entre nos conceptions et celles de cet auteur. Sur un plan général, il suffira de rappeler que nous ne faisons pas la même confiance aux schémas d'évolution cyclique, ni une part aussi exclusive aux processus liés au système fluviatile. Sur un plan local, nous voudrions attirer l'attention sur quelques éléments représentés dans la formation d'épandage:

- Nous mettrons à part les "quartz noisettes" dont Melle C.CORNET a bien montré la localisation relativement stricte (Causse-de-la-Selle, portion dégradée en creux de la surface de Viols-le-Fort). Pour autant qu'on puisse assigner un âge à un cailloutis azofque, nous inclinons à y voir effectivement un apport tortonien-pontien. Leur émousé parfaitement ovoïde, leur taille (1 à 3cm) les désigne comme le matériau continental dont la mer miocène s'emparera pour en former la molasse à dragées de la plaine de l'Hérault.

- Plus embarrassant est le cas de roches fragiles, altérées mais encore reconnaissables, tels des schistes plus ou moins métamorphiques et des galets granitoïdes en provenance de l'Aigoual. Ces derniers sont observables à l'aval de la dépression en croissant, fortement karstifiée que jalonnent les fermes Verdier, Coulet, la Cardonille, Val Boissière. Il n'est pas possible d'admettre que de tels échantillons appartiennent à une nappe alluviale forcément mince, exposée à la désagrégation mécanique et à la décomposition chimique depuis le Pontien. Deux hypothèses se présentent alors.

- La première vaut dans le cas particulier des granites et de la dépression pré-citée : il s'agirait d'un apport relativement tardif. De fait les granites n'apparaissent pas précocement dans l'aire de distribution des roches cévenoles; par ailleurs, la dépression en cause figure assez bien un ancien méandre désorganisé par les dépressions fermées dues à la dissolution du calcaire kimméridgien qui forme le support de ces dépôts; on retrouverait alors un cours de l'Hérault attribuable au Pliocène terminal ou au Quaternaire ancien, assez comparable à l'organisme fluviatile décrit par M.CADILLON (1970) dans le poljé de St-Maurice.

-- Mais cette hypothèse n'est pas généralisable. Certains débris de schistes, entre autres, se retrouvent sur des plateaux élevés où il n'est pas question de localiser un écoulement fluviatile relativement tardif. L'on sait, par ail-

leurs, que les schistes cévenols font une apparition précoce dans le spectre de distribution Cévenol. Ne s'agit-il pas, alors, de débris en provenance d'un démantèlement d'une couche lacustre oligocène? Cette hypothèse présente l'avantage d'introduire, quant aux difficultés soulevées, une certaine cohérence :

1)-Un dépôt lacustre est assez épais pour offrir à une roche faible une protection durable - 2)-Un démantèlement tardif justifierait la conservation relative des échantillons -3) Les systèmes d'érosion tant pour la période de sédimentation lacustre que pour celle de la dispersion rendraient compte du médiocre émousé.

---- L'hypothèse proposée au paragraphe précédent paraîtra moins gratuite si l'on considère le cas des quartz et de la terra rossa qui les accompagne. Ceux du replat de Lagarde (au Nord-Ouest de St-Martin-de-Londres) ont une patine et des tailles comparables aux échantillons de l'Oligocène inférieur conglomératique. Leur gîte actuel, dans les dépressions ^{du} désorganisant une vallée sèche qui conflue dans le Lamalou explique sans doute une plus grande fréquence des petits calibres et un meilleur émousé. Malgré ces nuances nous croyons pouvoir les considérer comme des éléments remaniés de l'Oligocène inférieur. Nous y incite encore les minéraux inclus dans l'argile sableuse qui les enveloppe : petits débris de grès, quartz pour la portion légère, tourmaline pour le résidu lourd (voir in fine nos tableaux annexes) évoquent les analyses pré-citées de P. DEMANGEON. Or, avec, en sus, le zircon qui fournit une similitude

supplémentaire, ce sont les mêmes minéraux que fournissent la terra rossa d'une poche karstique du col de la Cardonille et l'argile à quartz de la dépression Verdier, Coulet, la Cardonille, dans sa partie amont. Il y a là, nous semble-t-il, un argument sérieux conduisant à étendre la limite sédimentaire du lac sannoisien, bien à l'Ouest des limites de ses témoins actuels, les débris en dérivant, même s'ils ont été ensuite remaniés, se situant de part et d'autre d'une ligne de crête d'un commandement de plus de 200 mètres.

Au terme de cette revue des formations corrélatives quelques conclusions paraissent s'imposer:

a)-L'aire du Buèges ne se manifeste pas comme centre distributeur de sédiments durant tout l'Eocène: aucun relief important ne peut alors y être soupçonné.

b)-Pendant l'Oligocène inférieur, des mouvements s'annoncent vers la bordure orientale du Massif Central (Cévennes et Causses). Mais ils ne semblent pas concerner le même espace du Buèges qui doit être considéré comme en partie recouvert par le voile de la formation "conglomératique", largement démantelé depuis et à peine représenté, aujourd'hui, par quelques lambeaux du bassin de St-Martin-de-Londres et par les couches inférieures du fossé de Montoulieu, si l'on admet nos interprétations ci-dessus.

(c)-Avec l'Oligocène élevé de Montoulieu, une phase décisive de la mobilité du secteur est mise en évidence.

(d)-La mobilisation nouvelle des débris rassemblés dans les argiles sableuses à cailloutis des plateaux traduit essentiellement l'existence de topographies et de phases bio-climatiques autorisant leur dispersion par épandage. Si elle n'interdit pas d'envisager des manifestations diastrophiques néogènes modérées, elle n'en impose pas l'idée pour autant.

Or ces conclusions comportent leurs limites qui sont celles-là mêmes qui déterminent la création et la conservation des dépôts corrélatifs. Les enseignements cinématiques que l'on peut tirer de la géométrie structurale, d'une part, ceux qui résultent de la hiérarchie et des déformations des surfaces, d'autre part, ouvrent d'autres aperçus sur les phénomènes diastrophiques, respectivement antérieurs et postérieurs à la crise stampo-aquitaine.

(2)-Les étapes de la mise en place de la structure:

-Antériorité des failles Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est et des failles subméridiennes - Réalité du diastrophisme pyrénéo-provençal :

L'antériorité des accidents cassants ressort de la généralité du phénomène d'ancrage. Celui-ci intéresse le dôme très dissymétrique de St-Jean-de-Buèges dont le flanc Nord-

Ouest est atrophié et même partiellement éliminé, au long de la faille limite de la Séranne. Les dispositions sont encore plus explicites pour le demi-dôme de St-André-de-Buèges ancré sur la faille du Caussonel-Serre de Roque-Airole. Mais il en va de même pour les synclinaux-fossés imbriqués que nous avons décrits: Caussonel, Ermitage de N.D. de Belle-Grâce -Plaine de Lacan, les Courrèges - ferme de Merle, qui s'apparentent à des pincées jurassiennes, en ce sens que les ondulations de couches qu'on y relève sont induites par serrage contre les miroirs des dislocations-limites et que l'alternance des axes positifs et négatifs du plissement ne se poursuit pas de part et d'autre de ces accidents.

L'on se souvient, par ailleurs, que la faille-limite de la Séranne compte parmi les "coulisses" pyrénéo-provençales caractéristiques de ce secteur, ce qui ressort du reste, dans son prolongement Nord-oriental, de la cartographie de M. SEGURET (1973). Il en va de même pour l'accident de Salle-de-Gour (f. du Vigan, 1/25 000ème, n°7-8) qui intéresse l'architecture du Bois de Monnier.

Enfin, au Sud-Ouest du village du Causse-de-la-Selle, les accidents d'orientations voisines sont nivelés par la "haute surface" languedocienne dont les caractères seront présentés plus loin.

Ainsi l'on peut affirmer l'antériorité de ces failles sur les ondulations des couches et rappeler que les plus impor-

tantes d'entre elles ont réagi à la tectonique pyrénéo-provençale. Mais rien n'évoquant cet épisode dans la série sédimentaire du bassin de St-Martin-de-Londres, il faut en conclure que les reliefs créés sont demeurés mineurs: tectogenèse n'est pas forcément synonyme d'orogénèse. Celle-ci s'affirme avec la crise stampo-aquitaine et aboutit à la vaste intumescence plus haut décrite, d'architecture complexe et particulièrement difficile à expliquer dans l'ambiance générale de distension qui prévaut désormais en notre région.

--- L'aire anticlinoriale du Buèges- Problème des actions compressives locales en ambiance de distension:

-Le phénomène de distension, général en Bas-Languedoc à partir du milieu de l'Oligocène, intervient incontestablement dans l'aire du Buèges comme le prouve le jeu des synclinaux-fossés, notamment du Caussonel-Serre de Roque-Mirale qui s'aligne rigoureusement sur le fossé de Montoulieu, lui-même clairement daté par ses dépôts.

-- Mais les phénomènes d'ancrage déjà signalés impliquent des effets de compression. Le serrage du compartiment effondré d'un graben va de soi, étant donnée l'inclinaison du plan des failles normales. Le gonflement des dômes incomplets de St-Jean et de St-André de Buèges, comme la tendance au cofrage de la retombée des Bois de Bouis, de Pous et de Monnier sur le panneau de Pompignan St-Martin-de-Londres posent davantage de problèmes. Il est difficile d'y voir un effet de socle di-

rect, dans la mesure où ce dernier semble s'éloigner en profondeur vers l'Est. Aussi M. GOTTIS (1957-64, pp. 50-54) met-il en avant les disharmonies de la couverture, proposant une coupe semi-théorique qui assigne un rôle important au Trias supérieur gypso-marneux, aux marnes du Lias élevé, aux marno-calcaires du Séquanien. Le premier de ces niveaux incompetents, chassé peut être de la zone de tension que constitue le fond du berceau synclinal de la Séranne, serait venu sur-épaissir de ses "giclées" le dôme de St-Jean. Le second gonflerait le demi-dôme de St-André. Le troisième justifierait l'allure coffrée du flanc oriental de l'anticlinorium où se redressent vigoureusement les pendages. Les fossés pré-cités rachèteraient, dans la couverture étirée, ces tendances anticlinales d'extension très limitée.

--- Par ailleurs, M. GOTTIS (ibid), par comparaison avec les enseignements homologues du Mont Bouquet et du Coutach, émet l'hypothèse d'un léger glissement de la couverture, sur matelas de Trias gypso-marneux, dans le sens de la nouvelle pente régionale orientée au Sud-Est depuis le Stampo-Aquitain. Rien n'indique qu'un tel décollement, s'il existe, ait permis une translation de grande ampleur. Mais nous ne voyons aucun inconvénient à accepter cette hypothèse comme l'une des manifestations disharmoniques envisagées ci-dessus. A ce titre, des effets comparables ont pu intervenir dans les rares niveaux marneux et marno-calcaires plus haut situés dans la série stratigraphique. De tels phénomènes permettraient de mieux compren-

dre les détails que manifeste la retombée orientale de l'anticlinorium. Ainsi l'allure courbe, affectée par l'affleurement tithonique au Sud-Ouest du Mas de Bouis, telle que l'anticlinorium du Buèges, bien que plus tardif, semble étrangler la vallée de Cazarils, extrémité du bassin tertiaire de St-Martin-de-Londres, au même titre que l'avaient fait, dès l'Eocène, les écaillés du flanc Nord du pli de Viols-le-Fort. Ainsi le découpage de l'enceinte orientale de l'aire anticlinoriale en une série de moyens panneaux par des fractures transverses. Parmi elles, celles qui s'orientent de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est (failles de la bergerie du Bayle et du Bois de Cayla) s'avèrent les plus tardives puisqu'elles décrochent des accidents autrement orientés, ainsi qu'on l'a vu. Nous verrions volontiers là un effet de la gravité en relation avec l'affaissement du grand compartiment de Pompignan -St-Martin-de-Londres.

Le coffrage du bourrelet bordier de l'aire anticlinoriale prendrait ainsi une signification particulière, notamment chronologique. Les Géologues à propos des grands accidents "normaux" du Bas-Languedoc ont exprimé l'idée que leur jeu a pu se prolonger longtemps soit par saccades, soit selon un style presque continu. Il est délicat dans cette optique d'assigner une limite postérieure à l'affaissement du Causse de Pompignan bassin de St-Martin-de-Londres, comme nous l'avons noté au sujet du St-Loup et, par conséquent, aux déformations sur la lisière du compartiment immédiatement occidental. A propos de ce

dernier nous avons risqué le vocable d'intumescence". Ce mot paraît juste si l'on veut bien remarquer que, par delà le décrochement de la bergerie du Patus (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6), l'ensemble Montagne de la Celette- Bois de Mounié n'est rien d'autre que la terminaison périssynclinal de l'unité de Pompignan, dessinée au niveau des couches mésozoïques et qu'elle se trouve entraînée en altitude par le même mouvement positif que l'anticlinorium du Buèges auquel elle se soude au Plan des Loups (même référence cartographique). Pareille disposition suggère un mouvement tardif de moyen rayon de courbure. Dans le même ordre d'idées nous devons attirer l'attention sur le horst du Mont Haut, détaché par la faille de Salle de Gour (vieil accident pyrénéo-provençal ayant joué alors en décrochement, puis affectant entre le fossé des Claparèdes et l'effondrement de Ferrières-les-Verreries, un nouveau jeu à rejet compensateur comme on l'a vu). Ce horst domine le compartiment Ouest affaissé de près de 200 mètres, les deux lèvres étant formées par le même calcaire tithonique. Cette conformité du relief et de la structure serait bien étonnante dans le cas d'un accident n'ayant pas été réanimé depuis les temps paléogènes.

Ainsi, à propos de l'aire du Buèges, par-delà les enseignements limités des dépôts corrélatifs, nous sommes amené, en nous fondant sur l'interprétation cinématique de la structure, à admettre, encadrant chronologiquement la phase décisive du Stampo-Aquitarien: 1) d'une part, la réalité locale d'une

phase tectonique pyrénéo-provençale éocène mais qui n'a certainement pas donné de grands reliefs; 2)- d'autre part, la possibilité d'un diastrophisme tardif (post-aquitainien) comportant le rejeu d'accidents plus anciens et affectant l'allure d'une déformation à moyen rayon de courbure, au contact de deux grands "panneaux" voisins. Il convient maintenant d'examiner dans quelle mesure les données proprement morphologiques peuvent nous aider à préciser cette dernière hypothèse.

(3)-Diastrophisme tardif et morphologie:

Nous nous proposons d'examiner, dans ce développement les aperçus que la hiérarchisation des surfaces d'aplanissement, les tracés des organismes hydrographiques et les orientations des circulations souterraines peuvent ouvrir dans l'hypothèse d'une mobilité tardive.

--- La surface "fondamentale"

L'aplanissement le plus remarquable se tient, en ce secteur, vers 280-310 mètres. Il n'est pas représenté sur la rive gauche de l'Hérault, en contrebas du bourrelet marginal de l'anticlinorium, et au Sud de la gorge du Lamalou, sauf dans l'extrême portion méridionale (Bois de Berbedet, f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6). Sur la même rive, au Nord du Lamalou, quelques cotes peuvent lui être rattachées au-dessus des reculées dites Combe Pluvieuse et Combe des Mûriers. Il est également possible de conjecturer que des cotes approchant 260 mètres en dérivent, par usure. Mais, en réalité, la plupart

sont des niveaux structuraux à substructuraux qui s'expliquent suffisamment par leur position frontale relativement au bourrelet marginal et par l'atténuation rapide du pendage des couches au fur et à mesure qu'on s'en éloigne. Ainsi, le replat de la Prade, coté 259 (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°1 et 2) dénonce seulement l'exhumation du Rauracien, par recul du Séquanien à petits bancs qui le domine à l'Est (286 mètres). Par contre l'aplanissement 280-310 mètres joue un rôle important dans l'Ouest du Causse-de-La-Selle et sur la voûte anticlinale des Bois de Sauzet et du Monnier.

Quant à ce dernier secteur, Melle C.CORNET (1973, pp.513-515) a minutieusement décrit l'extension de l'aplanissement en cause: il s'étend de la cote 320 proche de l'Euzière, au Sud de Valgrand (f.du Vigan, 1/25 000ème, n°7-8) jusque aux cotes 295 des Mates et 281 de la Croisette (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°1-2) d'abord biseautant le Berriasien de la terminaison périanticlinale, puis le Portlandien. Un peu plus à l'Est, de part et d'autre de la D.107 emb., le replat de l'Oume (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°3-4) s'y rattache sans équivoque. Partout cet aplanissement se signale par l'abondance et la relative densité des argiles rouges sableuses à graviers de quartz, plus rarement enrichies d'échantillons de roches cristallophylliennes et, localement, de concrétions limoniteuses. Relevons des gouffres dans le Bois de Dommargue, (n°3-4) et plus directement en relation avec la concentration de la couverture détritique, des dolines de 40 à 50 mè-

tres de diamètres près de la borne géodésique 309,9 (n°1-2). Le replat de l'Oume apparaît comme un col entre les hauteurs du Bois du Pous (431 mètres) et celles du Bois de Monnier qui dépassent également 400 mètres. Par contre, du Nord- Nord-Est au Sud - Sud-Ouest, malgré la présence de quelques petites interruptions où l'altitude fléchit de quelques mètres, la surface sommitale du Bois de Sauzet est affectée d'une pente systématique de 4,5‰, contraire à la plongée périanticlinale des couches. Il est naturellement très difficile de décider si cette pente longitudinale est originelle ou résulte d'une déformation survenue après coup. Cependant si l'on considère que le niveau de base local de cet aplanissement est représenté par l'ancien lac de Montoulieu comme nous avons tendance à l'admettre, après B.VIELZEUF (1961), on penchera pour la seconde hypothèse.

Le même aplanissement, vers des altitudes assez sensiblement, avec les mêmes témoins résiduels se retrouve sur l'autre rive de l'Hérault en contrebas des hauteurs de N.D. de Belle Grâce et du Montaud. Il possède une pente transversale assez remarquable que matérialise la coupe que nous avons donnée de ce secteur dans notre 3ème chapitre, passant au voisinage de la bergerie de Merle. Cette particularité rend plus délicate l'appréciation de la pente longitudinale. Néanmoins, on peut voir les altitudes s'élever doucement depuis les abords de la rivière Buègos (306 mètres au-dessus de la Cote de Brunet

f.de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°5-6) jusqu'à l'approche de la D.122 (cote 318). Au Sud de la D.4 (même référence cartographique) les cotes se relèvent également (287 proche de Moustachou- 298 à la Tourelle de Cognossou). Il est vrai qu'un peu plus à l'Ouest, les altitudes fléchissent des Arboussets (284 mètres) à la Plaine de l'Estagnol (287 mètres), mais c'est pour se hausser de nouveau au-dessus de 300 mètres à l'approche de la combe anticlinale du Verdus où se loge St-Guilhem-le-Désert (f.du Caylar, 1/25 000ème, n°7-8). Ce pli, ample et doux dont une photo récente donne une excellente idée nous paraît ici commander la déformation de la surface en cause (v."St-Guilhem-le-Désert et sa région", publicat.des "Amis de St-Guilhem", sous la direction de P.MARRES, avec, entre autres, la collaboration de J.COUDERC et J.DUBOIS, Millau, Impr.Maury 1974, 122p.)

Faute de repères plus précis, cette surface d'aplanissement ne peut être située que par référence à d'autres surfaces régionales. Nous avons exprimé, notamment au troisième chapitre, notre défiance à l'égard des rattachements trop lointains. C'est la raison pour laquelle nous n'adhérons pas à la tentative de Melle C.CORNET qui identifie le niveau de 300 mètres de l'aire anticlinale du Buèges à la surface de même altitude de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes. Nous verrons plus bas que les argiles sableuses à cailloutis ne peuvent guère constituer un critère sélectif. Par ailleurs et dans le cas précis, nous avons donné nos arguments en faveur d'une mobilité récente de l'arête

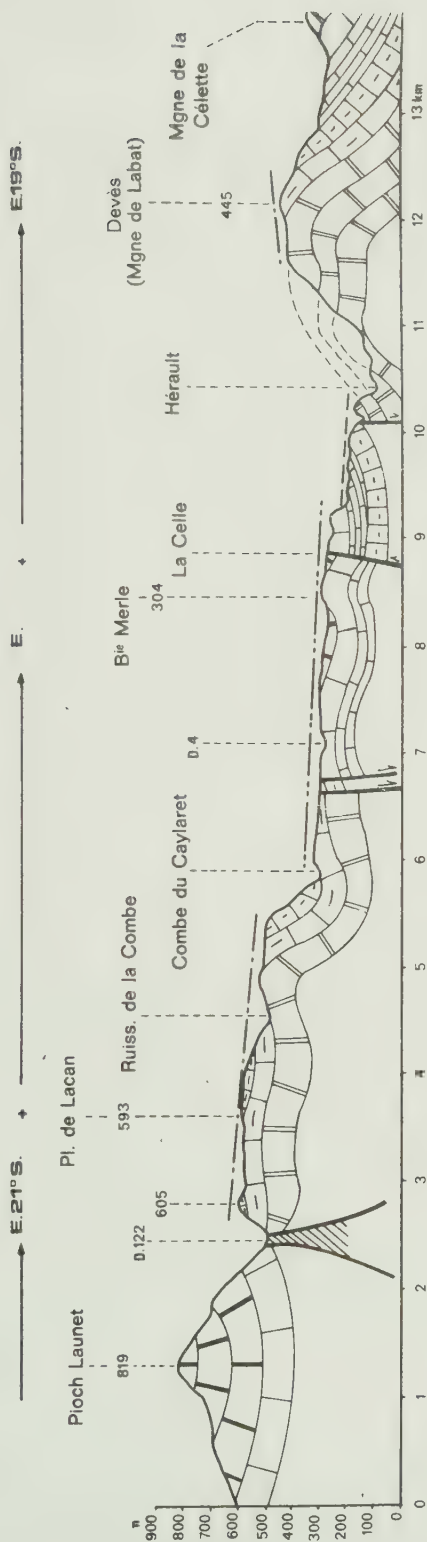
du St-Loup, située, à notre sens, à peu près à l'aplomb de deux "panneaux" du socle dont la fragmentation est une des raisons de compartimentage typique du Bas-Languedoc. Plutôt qu'à des raccords à grande distance, nous avons accordé notre confiance à la hiérarchisation locale des niveaux. Or celui que nous venons de décrire est placé à mi-distance entre des topographies plus élevées et un aplanissement plus bas. Nous le considérons comme appartenant à la "surface fondamentale"; dominé par les témoins de la "haute surface" languedocienne et dominant un niveau néogène, opinion qu'établiraient les deux rubriques qui suivent.

--- Les hautes topographies de l'aire anticlinoriale du Buèges:

Elles concernent le secteur des fossés-synclinaux, y compris le pôle occidental du Languedoc et le littoral marginal de retombée sur le bassin de St-Martin-de-Londres et le Causse de Pompignan.

Pour les fossés-synclinaux sis à l'Ouest de l'Hérault, grâce à la conservation des couches rauraciennes et portlandiennes, on peut légitimement invoquer l'inversion du relief. Les formes structurales se lisent avec clarté: corniches rauraciennes du synclinal de la Plaine de Lacan-les-Lavagnes, crêts bathoniens synclinaux du Roc des Vignes (708 mètres) et du Montlhaut (656 mètres). Ces dernières altitudes, qu'elles soient résiduelles ou récemment acquises, appartiennent à des crêtes

LA SURFACE D'APLANISSEMENT DU CAUSSE DE LA SELLE ET SON ENVIRONNEMENT



- I 052 bis -

Fig. I30 .

Trias élevé fluent.

Bathonien calcaireo-dolomitique.

Callovien et Oxfordien : calc. et calc. marneux.

Rauracien. Calc. marneux.

Séquanien. Calc. en bancs minces.

Kimmeridgien. Calc. sublithogr. massif.

Portlandien de faciès tithonique.

Haute surface
Surface « fondamentale »
Niveau récent.

(f. du Caylar et de St-Martin-de-Londres)

isolées et n'entrent dans aucun schéma d'aplanissement concevable. Ce n'est pourtant pas le cas de l'ensemble de ce secteur. Le synclinal de la Plaine de Lacan-les-Lavagnes, assez peu courbé, se détache faiblement au-dessus du ruisseau de la Combe. Sur le parallèle du hameau de la Baume une coupe laisse l'impression que les crêts s'alignent sur un même plan, légèrement incliné vers l'Est et que jalonnent les cotes 605, 593, 569, 528 (f. du Caylar, 1/25 000ème, n°7-8). Les reliefs structuraux originels étant incompatibles avec la morphogenèse languedocienne, nous ne croyons pas trahir la réalité en diagnostiquant ici le dégagement de figures structurales à partir d'une ancienne surface d'érosion déformée entre 600 et 530 mètres.

Si, toutefois, cette interprétation laissait le lecteur sceptique, les faits lui apparaîtraient plus clairs dans le bourrelet marginal oriental. Quelque maigre que soit cette échine, tous les sommets en sont aplanis et la plupart dépassent 400 mètres. S'agissant d'une série stratigraphique dont les couches les plus élevées sont les plus résistantes et comme il convient à un vieil aplanissement déformé et rongé par ses marges, la structure exerce une influence indirecte sur les altitudes. C'est ainsi qu'au Sud, du fait de l'axe synclinal de la Célette, les horizons du Jurassique conservent une plus grande puissance qui se traduit par une plus grande résistance et des cotes plus élevées (Ouradou: 500 mètres). Dans la partie centrale où les panneaux détachés par les failles transverses ont joué en horst, le Portlandien n'est conservé que sur la

retombée orientale et le Kimmeridgien, lui-même amenaisé, ne culmine qu'à 414 mètres (Puech Coubiou) et 413 mètres (Montagne de la Suque). De part et d'autre de l'entrée du ravin des Arcs les altitudes sont semblables (413 mètres). Celles du Bois de Pous (431 mètres) s'inclinent vers le méplat de l'Oume. Au contraire, l'aplanissement du Bois de Monnier s'élève régulièrement (426-451-462 -507) jusqu'au pied du Mont Haut (525 mètres) exprimant directement la déformation tardive que nous avons assignée à ce secteur. Au total le bourrelet marginal de l'aire anticlinoriale du Buèges nous paraît un ensemble résiduel dérivant de la haute surface languedocienne, à la fois usé et assez récemment gauchi.

Melle C.CORNET (1973, p.514-515) insiste sur le fait que les sommets précités sont dépourvus de dépôts continentaux remarquables. Dans les hauteurs du Bois de Monnier, cet auteur n'a relevé que deux minuscules plaques d'argiles dépourvues de quartz, mais non de limonite. Pourtant, dans le même texte, il est précisé que, de part et d'autre du méplat de l'Oume, les quartz parsèment les pentes jusqu'à 340 mètres d'altitude au Nord- Nord-Est, 347 mètres au Sud - Sud-Ouest. Rappelons que nous avons retrouvé les minéraux lourds de l'Oligocène et les éléments de leur fraction légère au flanc du col de la Cardonille, vers 330 mètres et que B.VIELZEUF (1961, p.20) a signalé des débris schisteux, proches de St-Gervais, sur l'autre rive de l'Hérault, vers la même altitude. Une conclusion nous paraît s'imposer: si la surface fondamentale porte une couverture dé-

tritique d'argiles sableuses à cailloutis siliceux, celles-ci ne lui appartiennent pas en propre. On retrouve plus haut les traces de leur présence. Nous y voyons une confirmation de notre interprétation, soit les débris remaniés d'un recouvrement partiel par l'Oligocène conglomératique antérieur à la phase orogénique principale.

Par ailleurs, les relations qu'on peut établir entre les reliefs dérivant de la "surface haute" et la "surface fondamentale" sont de même nature que celles que nous avons définies (dans un registre d'altitudes différentes) en étudiant les basses Garrigues montpelliéraines. La "surface fondamentale" paraît dériver, ici comme là, de la regradation des topographies abaissées lors de la crise stampo-aquitaine, tandis que les aires perchées évoluent indépendamment, sans préjudice de déformations ultérieures subies par les unes et les autres. Le gauchissement de la "surface haute" du Bois de Monnier, le relèvement des altitudes de la "surface fondamentale" à l'approche du dôme de St-Jean-de-Buèges, comme de l'anticlinal de St-Guilhem-le-Désert, nous paraissent dénoncer ce diastrophisme tardif. On peut, en outre, admettre que la création d'un bas niveau néogène est une conséquence indirecte de cette mobilité prolongée.

---C'est la vraie "surface du Causse de la Selle". Depuis les témoins de la surface fondamentale, l'on y descend par une pente de raccordement modérée qui, au Nord et à l'Ouest de la ferme de Brunet (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème,

n° 5-6), peut être chiffrée à 6,5%. Le tracé du contact entre les deux aplanissements est festonné. La surface basse dessine, aux dépens des topographies qui la dominent, de rares "embayments", par exemple à proximité de la ferme précitée de Brunet. Aux abords du village même de Causse-de-la-Selle/les Claparèdes, le vallon de l'Aven des Colons qui entaille les hauteurs bordières et qu'exploite la D.4 débouche presque à son niveau -- en fait une dizaine de mètres en dessous. Dans le Sud, au contraire, tous les thalwegs importants (Combe de Ciaux- Combe de Rastencas, Combe de la Celle) tendent à entailler à la fois la basse surface et la "surface fondamentale". Bien que la première montre un certain nombre de vallées sèches sur lesquelles nous reviendrons, l'érosion régressive à partir du niveau de base de l'Hérault explique la vigueur et l'étendue de cette incision. Cette dernière est, néanmoins, impuissante à masquer le fait que la basse surface dérive par regradation, de la surface fondamentale.

Cet aplanissement inférieur est doté d'une certaine pente transversale qui s'exprime bien au niveau de la Grange où se succèdent, d'Ouest en Est, les cotes: 254, 246, 236 (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6). Elle possède aussi, en rive gauche de l'Hérault, une pente longitudinale, orientée Sud - Sud-Ouest au Nord - Nord-Est: ainsi passe-t-on de cotes voisines de 260 mètres (le Longuet) à des altitudes voisines de 235 à hauteur du village du Causse, puis de 225 (le Vialaret et Cazavieille), dans le cadre des coupures

5-6 de la feuille au 1/20 000ème de St-Martin-de-Londres, pour atteindre les 200/180 mètres avec les coupures 1-2 de la même feuille (Bois de Mastargues, Uziette, Roc de Bagarre). Sur l'autre rive de l'Hérault, la surface basse semble connaître un prolongement dans un ensemble de cotes sises vers 230-210 mètres et disposées en arc de cercle autour des Piochs de Frouzet.

Avec raison, Melle C.CORNET (1973, p.517) insiste sur la spécificité des dépôts corrélatifs de l'aplanissement du Causse de la Selle qui se distingue des banales argiles à cailloutis siliceux par la présence de "quartz noisettes". On peut les observer, parmi bien d'autres gisements, à proximité du mas de la Grange, déjà cité. A leur propos, Melle C.CORNET, notant leur éboulé typiquement fluvial, évoque entre Séranne d'une part, Ouradou, Bois de Labat et de Bouis d'autre part, la "véritable vallée fossile" que formeraient les "plans rigoureusement arasés" du Causse de la Selle. Quel que soit le caractère fluvial des écoulements montagnards qui ont façonné les "noisettes" à l'amont, il est évident que la table d'érosion du Causse n'a pu se prêter qu'aux divagations de flux mal engainés et que le semis des quartz évoque un épandage. Il n'en est pas moins important, dans la mesure où nous voyons dans cette fourmiture continentale le matériau dont la mer de la fin du Miocène a fait la "molasse à dragées". La basse surface se trouve ainsi datée du Tortonien-Pontien; elle est bien, de ce fait, en relation avec une double crise diastrophique et climatique, (v. Cha-

pitre III), elle confirme la position antérieure du niveau "fondamental".

---- Antécédence et circulations souterraines:

Par le fait même que la surface du Causse de la Selle penche vers le Nord- Nord-Est, en un sens exactement contraire à celui des flux d'épandage des cailloutis "noisettes" comme à celui de l'Hérault actuel, on peut affirmer: 1)- le gauchissement affectant la basse surface; 2)- l'antécédence de l'Hérault. Un ancêtre lointain de ce fleuve s'était peut être déjà établi sur la surface fondamentale. Un proto-Hérault moins ancien a répandu les "quartz-noisettes" sur le Causse d'où une grande partie a été, sans doute, simultanément déversée dans le golfe des "molasses à dragées". L'Hérault s'est ensuite gravé en contre-bas de la surface en voie de déformation. L'on remarquera, au passage, que nous retrouvons, sur le plan local, les deux crises diastrophiques récentes dont la probabilité a été admise pour l'ensemble du Bas-Languedoc : 1)- la crise pontienne justifiant la regradation de la surface "fondamentale" à laquelle la basse surface du Causse-de-la-Selle se trouve substituée, 2)- Une crise ultérieure, sans doute celle du Villafranchien ancien, déformant cette basse surface et provoquant le phénomène d'antécédence. En même temps, si puissant que soit alors le fleuve, le maintien de son cours, en dépit d'un gauchissement défavorable, fournit une intéressante indication sur la médiocrité de l'ampleur et de la violence de ce diastrophisme.

L'antécédence de l'Hérault n'est pas un cas isolé. Nous avons signalé, dès le 3ème chapitre de ce travail, celle du Lamalou dans le Ravin des Arcs, la rivière franchissant le bourrelet marginal de l'anticlinorium du Buèges, plus haut de 100 mètres et davantage que les roches magasins de cet organisme karstique écoulant les eaux du Causse de Pompignan. Cette constatation ajoute aux présomptions que nous avons déjà recensées en faveur d'une déformation tardive de ce bourrelet et d'un rejeu de l'accident limite (faille ou flexure selon les lieux).

Il est vrai que la percée héroïque du Ravin des Arcs a pu se trouver préparée par des captures souterraines, stade initial qui semble avoir valeur de règle générale dans les cas d'antécédence en pays calcaire. A défaut d'autre preuve, nous rappellerons les failles et diaclases qui guident les "méandres forcés" du Lamalou, leur imposant des coudes orthogonaux et, d'une sinuosité à l'autre, des variations d'amplitude qu'en dépit de quelques résurgences (cf. H. FALOC. Carte hydrogéologique de la France. Région karstique Nord- Montpelliéraine- B.R.G.M. 1964) on serait bien en peine de justifier par des variations de débit.

L'orientation des percées hydrogéologiques est particulièrement intéressante en ce secteur où, au-dessus des marnes triasiques, l'écrasante prédominance des calcaires et des calcaires dolomitiques ne permet guère aux failles de jouer un rôle de barrière. Ces circulations dont nous avons établi au

Chapitre IV qu'elles ne sauraient guère remonter au-delà du Plio-Quaternaire revêtent des caractères de relative jeunesse. Elles réalisent, somme toute, un compromis entre trois facteurs: les indications structurales, les pentes créées par le diastrophisme récent et l'appel du niveau de base subaérien déprimé par l'entaille de l'Hérault. C'est ce qui apparaît, en tout cas, concernant les principales percées hydro-géologiques de l'aire du Buèges.

(a)-Pour les eaux du Larzac Sud-oriental qui viennent ressortir à la Clamouse, l'on peut écrire que seule compte la déformation régionale et que les failles de la Séranne et des Monts-de-St-Guilhem sont franchies sans coup férir.

(b)-La perte des eaux de la Buège, aux environs de St-André, nourrissant les Cent-Fonts dans la Gorge de l'Hérault, se montre conforme dans sa partie amont au pendage des couches du Dogger; plus loin dans la traversée souterraine du Causse de la Selle, cette jonction hypogée se révèle insensible à la déformation de ce panneau; elle apparaît au contraire comme liée à l'antécédence de l'Hérault.

(c)-Quant au flux souterrain résurgent aux Fontanilles, dans le même canyon dont l'alimentation se situe dans le Causse de Pompignan, il paraît aberrant. En fait, il prolonge seulement, à travers les enveloppes de l'anticlinorium du Buèges, une orientation acquise dans le "compartiment" oriental donc matérialisant le jeu de bascule de cette entité, déjà

entrevu lorsque nous avons étudié son glissement sous la masse du St-Loup.

Comme on pouvait s'y attendre, les indications fournies par l'hydrologie souterraine offrent moins de clarté que celles qu'on peut tirer du réseau superficiel. Il y a là, cependant, un ensemble de données, rapprochées des enseignements des dépôts superficiels, de l'analyse des détails de la structure et de la description des surfaces d'aplanissement et de leurs gauchissements, faisceau de présomptions dont nous croyons pouvoir nous autoriser aux fins d'affirmer la réalité de déformations largement étalées dans le temps.

De ce qui précède, il ressort qu'après la crise pyrénéo-provençale, créatrice d'une tectonique cassante mais non d'importants reliefs, puis la phase orogénique décisive du Stampo-Aquitainien, un diastrophisme tardif se serait manifesté, avec deux épisodes marqués, l'un au Pontien, l'autre au Villafranchien ancien. Les effets cumulés de ces deux épisodes que nous n'avons pas su séparer dans l'ensemble de l'ère anticlinoriale du Buèges ne paraissent pas spectaculaires, ni dans leur ampleur ni dans leur brutalité. Toutefois, ils nous sont apparus revêtir deux styles différents, relevant d'ailleurs d'échelles dissemblables: un jeu de bascule de certaines "touches de piano" pré-existantes (Bois de Monnier, Causse de la Selle); un "gonflement" à moyen-rayon de courbure de l'"intumescence" qui s'exprime peut être dans le secteur des dômes

de St-Jean et de St-André-de-Buèges, et beaucoup plus sûrement dans le bourrelet marginal oriental dont la déformation est inséparable de l'affaissement et du mouvement de bascule du "compartiment" du Cousse de l'ompignan et du bassin de St-martin de-Londres.

c)-éléments de morphologie karstique et climatique:

L'évolution morphotectonique et tout particulièrement ses phases récentes, constituant le problème le plus important et le plus délicat dans l'aire anticlinoriale du Buèges, nous avons rassemblé, dans les pages qui précèdent, l'ensemble des données disponibles qui nous paraissaient aptes à approcher de sa solution. Ce faisant, un certain nombre de traits, pourtant fort caractéristiques des paysages des hautes Garrigues, ont été laissés de côté. Ils sont cependant fondamentaux, touchant à la nature carbonatée des roches et aux héritages climatiques du quaternaire. Leur représentation est d'autant plus remarquable que les "masses karstiques" sont majoritaires en ce secteur dont les altitudes semi-montagnardes garantissent la rigueur du froid pléistocène. Toutefois, si nous rencontrons des témoignages nombreux des systèmes d'érosion en cause, les formes se réfèrent sans exception, à des types connus. C'est pourquoi nous nous bornerons à les identifier et à les localiser plutôt qu'à en rendre compte.

---- Les dépressions fermées:

Plus abondantes qu'ailleurs, en Bas-Languedoc, elles se classent selon leur taille et leur ancienneté.

- Les poljés offrent localement quelques exemples nets.

(1)- Nous rappellerons d'abord la dépression sans nom qu'encadrent le Bois de Labbat, le Puech Agut, le Devois Grand et le Sommet de la Rouvière ainsi que le creux de Teulagèsse dominé de 25 mètres par l'aven de Fontière (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6). Ce sont, entre des buttes "en coupole" à sommet aplani, des "cuvettes" au sens de R. CHAMBERLAIN (1973), déjà décrites et cartographiées au IVème chapitre de ce travail. Une doline, assez vaste, mais n'en occupant qu'une partie, représente la phase ultime de leur évolution au point le plus creux.

(2)- Egalement citée plusieurs fois, la dépression de Verdier, Coulet, la Cardonille, Val Boissière (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°1-2) qui occupe une demi-combe annulaire au contact du Portlandien et du Kimméridgien. Partiellement tapissée de terra rossa argilo-sableuse à cailloutis de quartz et de cristallin, évoquant (faussement, à notre sens) un ancien méandre perché de l'Hérault, elle constitue un poljé structural dont le surcreusement local n'est pas sans rapport avec sa couverture résiduelle. Dans les parties du plancher demeurées rocheuses, l'on relève avens, dolines en entonnoirs et chicots calcaires.

(3)- Le poljé des Claparèdes (Saint-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°1-2 et 3-4) se réfère au type tectonique. Son plancher conserve, en position de fossé, un mince placage de calcaires marneux terriasiens et a recueilli (note C. COHEN 1973) les argiles à cailloutis descendues des hauteurs voisines. Liés aux failles bordières et aux diaclasses plus centrales qui les accompagnent, on y relève de nombreux avens et l'évent de Casalséquier, cartographié par M. PALOC (1964), témoigne de la réalité d'une circulation hypogée temporaire. Les conditions étaient donc réunies: 1)-d'une évacuation souterraine des eaux, 2)-du ralentissement de leur percolation, indispensable pour assurer la corrosion du fond de la dépression. Pourtant, celle-ci n'est creusée que d'une quarantaine de mètres. C'est sans doute parce que le poljé a été conquis au drainage exoréique par le ravin des côtes Brunes qui s'est gravé dans le plancher. Sa branche affluente, remontant au Sud vers le mas du Villaret, confère à cette annexe méridionale un cachet de modelé fluvial. Mais aujourd'hui les écoulements linéaires sont très exceptionnels, et, de toute façon, la portion Nord-Ouest, à l'occident du chemin qui relie la ferme des Claparèdes à la D.107 emb., demeure sans trace de drainage superficiel.

Tous ces poljés sont significativement situés dans le bourrelet marginal de l'aire anticlinoriale dont nous avons admis la mobilité récente. Si celui des Claparèdes semble avoir avorté par conquête au drainage exoréique et celui de la Cardonille du fait de son perchement à la suite d'une trop rapide

entaille de l'Hérault, les "cuvettes" méridionales ont dû au contraire évoluer longuement durant le quaternaire.

-- Dolines et lapiès:

On n'en peut pas dire autant pour les menues formes du karst superficiel, dolines et lapiès.

Les petites dolines et modestes ouvalas dans le Portlandien du Bois de Sauzet, au nombre d'une douzaine, n'interrompent pas la continuité de la "surface fondamentale". Elles ont des bords nets. La forme en entonnoir est fréquente lorsqu'elles sont associés aux lapiès.

Ces lapiès sont extrêmement fréquents sur les topographies faiblement inclinées. S'enterrant au bas des pentes, leur type dépend classiquement de la lithologie: à tendance géométrique dans le Séquanien près de la Conque, Spitzkarren à crêtes aiguës dans le lithonique et le Kimméridgien des Bois de Bouis et de Monnier, ruiniformes dans le calcaire dolomitique bathonien des environs de Frouzet. De grandes cannelures sont à signaler à l'entrée du Ravin des Arcs et sur le Causse-nel (Rauracien) où une évolution se dessine vers la table de lapiès:

L'attaque de ces petites formes par le gel justifie l'abondance du clapier qui dérive des Spitzkarren et de la "garenne" sablonneuse où s'ensevelissent les fausses ruines du calcaire dolomitique. De telles dégradations climatiques des lapiès, héritage du froid, habillent largement le Causse-de-

la-Selle.

---- Le Causse de la Selle et les modes de dégradation de la surface basse :

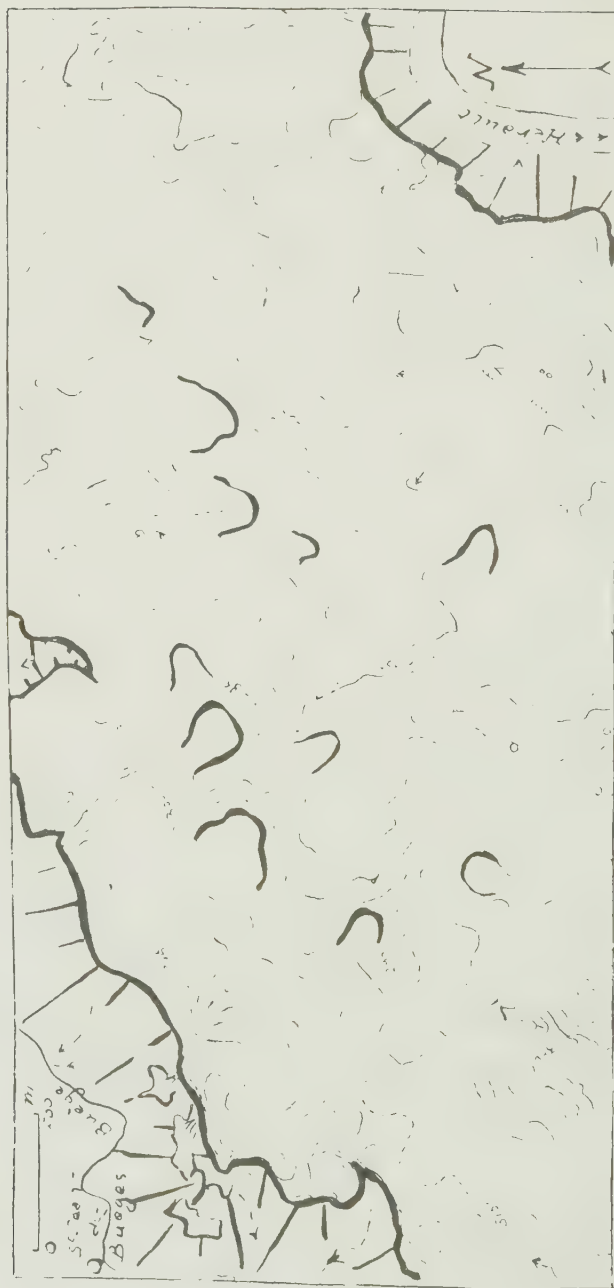
Les détails de la topographie qui accidentent à peine le Causse-de-la-Selle au niveau de la "basse surface" pontienne méritent une brève mention.

On y trouve la trace de deux petits réseaux fluviaux morts (v.f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n° 6, tirage oro-hydrographique) qui confluaient dans l'Hérault avant que celui-ci n'ait entaillé sa gorge. L'un (l'aine de Bertrand) prenait naissance sur les hauteurs qui séparent le Causse du cours de la Buège. Il se dirigeait vers l'Est, passant à proximité de la ferme du Vialaret. Il recevait des affluents avec lesquels il dessinait une arborescence parfaitement hiérarchisée. Mais il s'achève aujourd'hui au tranchant du canyon sans même l'esquisse d'une gorge de raccordement.

L'autre se suit des environs du Village du Causse-de-la-Selle jusqu'au Bois de l'Hérault, en direction du Sud. Un court ravin sinueux le raccorde au fleuve. C'est à l'amont qu'apparaît l'aspect qui fonde son inactualité. Il semble, en effet, qu'il ait pris naissance originellement dans le col de l'Aven des Colons qu'emprunte la D.4. et que ce segment amont ait été capturé par érosion régressive, à partir de la Combe de Rastencas. Lui aussi avait organisé un réseau hiérarchisé.

Fig. 131 .

Topographie du Causse de la Selle
vallons secs, dolines, esquisses de cônes rocheux.



grotte du causse

cône rocheux

vallon à écoulement intermittent ... →

Dépression fermée (↑)

Ces deux systèmes, évidemment contemporains, se re-commandent par leur faible entaille à la surface du plateau et l'extrême largeur de thalwegs empâtés par la terra rossa à quartz. Seules les hautes branches sont encore parcourues par des écoulements épisodiques. Le reste de leur cours est tout au plus susceptible d'inondation épisodique par engorgement. L'analogie est complète avec les plus vieux thalwegs de la surface de Viols-le-Fort dont l'âge remonte, on l'a vu, aux temps les plus reculés du Quaternaire, sinon à la fin du Pliocène.

Aux abords de la ferme du Vialarct les hautes branches des vallons affluents à écoulement temporaire se raccordent mal au tronc principal de la vallée morte et les interfluves finissent en lobes pour ne pas scier en piques vague-ment triangulaires. Il semble que l'on ait là des esquisses de cônes rocheux moins bien venus que ceux du plateau du Relais des Chênes.

Enfin de minuscules dolines, nées sous la couverture d'argile sableuse à quartz jalonnent- et désorganisent-- le thalweg principal, au Sud-Est des Limonières, montrant que, là encore, la dégradation karstique de la surface succède à celle que commandaient les écoulements linéaires. Du même coup on comprend mieux les rares inondations par engorgement.

Ainsi l'évolution des surfaces des Hautes Garrigues, postérieurement à leur établissement, est de même nature que celle des Basses Garrigues. Toutefois, dans le cas du Causse-de-la-Selle les effets de la dégradation sont extrêmement discrets. Peut-être faut-il y voir un phénomène d'immunité par suite de l'importance du perchement au-dessus du canyon de l'Hérault privilégiant les attaques par la marge aux dépens des agressions superficielles.

---- Les canyons et vallées: versants, terrasses et glacis -

Les versants réglés, caractéristiques des Basses Garrigues montpelliéraines ne manquent pas dans les hautes, où, cependant les versants structuraux sont plus fréquents. Les uns et les autres sont marqués par l'importance de l'ébouillement qui est, aux flancs des vallées, la réplique du phénomène du clavier sur les plateaux. Les éboulis sont nombreux dans les gorges de l'Hérault, le Ravin des Arcs, le canyon de la Buège au long du Caussonet et toutes les petites combes de raccordement en roche calcaire. La facile exportation des sables dolomitiques réduit leur importance en roche magnésienne, un véritable knick s'installant au pied des parois rocheuses dans la reculée anticlinale du Verdus.

La rapidité et la continuité caractérisent l'entaille des principales vallées où l'évolution climatique rythmée est peu sensible. Cela est vrai de la gorge de la Buège, au droit

du Caussonel, du Ravin des Arcs et du Canyon de l'Hérault. Il est vrai que les replats ne manquent pas. Mais nous avons dit, dans la partie générale de cet ouvrage, leur caractère fréquemment structural et, par conséquent, les raisons que nous avions de les suspecter, tout comme les paliers des grottes des massifs adjacents, aucune relation sûre n'étant jusqu'ici établie entre les deux ordres de phénomènes. Cependant on peut noter l'existence de deux à trois méplats installés sur les éperons de méandres du Lamalou et pour chacun de trois organismes majeurs sans exception, la présence de basses terrasses.

La vallée de l'Hérault est particulièrement intéressante à cet égard. Inscrite à partir de la surface inférieure antécédente par rapport au mouvement de bascule de celle-ci vers le Nord - Nord-Est, mais repoussée selon la sollicitation de sa pente transversale jusqu'au pied des hauteurs du "bourrelet marginal", du moins dans la plus grande partie de son tracé, si étroite soit-elle, elle s'accompagne d'un double système de terrasses depuis la sortie du fossé de Montoulieu jusqu'à la plaine d'Aniane. Submergées par le barrage du Moulin de Bertrand, souvent réduites à des témoins réfugiés dans des concavités de méandres d'où le fleuve a décollé, élargies dans les aires de confluence (Lamalou, Buège), tantôt rocheuses, tantôt étagées, elles définissent le bas niveau fini-würmien encore submersible et le niveau würmien principal de 10 mètres d'altitude relative, à cailloutis peu altérés et à sol brun peu évolué. La présence de cette dernière terrasse dans les sinuo-

sités abandonnées de Virac et de Bougette (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°1-2) garantit que les résections de pédoncules de lobes convexes qui s'y sont produites sont postérieures à la principale phase d'alluvionnement du Würm.

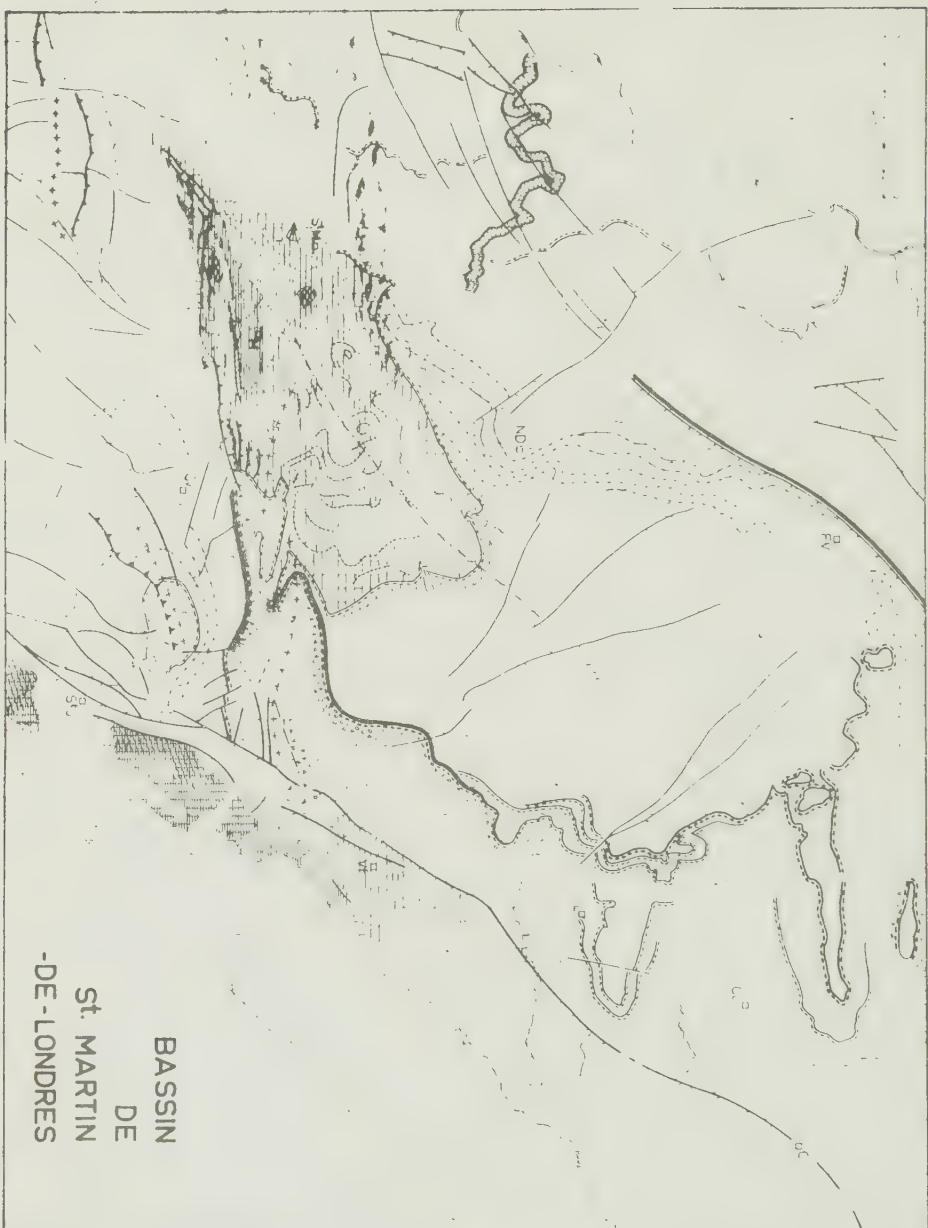
Le niveau würmien principal se prolonge au long de la Vallée de la Buège. Il s'épanouit dans un vaste glacis-terrasse où la rivière et son affluent le ruisseau de Boisseron se sont inscrits de quelques mètres, occupant tout le plancher de la demi-combe de St-André. Le modelé de la combe de St-Jear est plus varié. Au système de glacis-terrasse développé au long de la Buège dans la partie Ouest, du ruisseau de Boisseron et de ses affluents pour la partie Est, s'ajoutent l'empâtement par les formations de versants et les cônes de déjection, sans oublier les reliefs structuraux dus aux extrusions des lames de calcaire liasique et aux giclées de Trias. Entre Séranne et Caussonel, le ruisseau de Garrel qui vient rejoindre la Buège, à St-Jean s'est établi à la jonction de deux accumulations de versant. Celle de la Séranne qui débute vers 400 mètres, en partie cimentée, en partie perturbée par des pieds de vaches actuels, entasse sur 15 à 20 mètres d'épaisseur ses grèzes plus ou moins régulièrement fines et litées. Celle du Caussonel, moins de deux fois moins haute, est aussi infiniment moins abondante et davantage étalée. Il s'en suit une remarquable dissymétrie de la vallée du Garrel.

3/- Le "compartiment" du Crusse de Carignan-Hortus et du bassin de St-Martin-de-Londres :

-C'est, topographiquement et tectoniquement, un profil intermédiaire entre l'aire anticlinariale du Ruèges et les basses Garrigues que parcourent, à l'Est, les tributaires du Vidourle.

-Le substrat lithologique (au-dessus du Jurassique terminal qui affleure au Coutach et vers St-Hippolyte-du-Port, d'une part, au Sud-Ouest de St-Martin-de-Londres, d'autre part) est constitué par les formations du Crétacé inférieur, savoir: 1) le calcaire marneux du Berriasien inférieur, qui se généralise d'une certaine de mètres; 2) les marnes du Berriasien élevé et de la base du Valanginien coupées de bancs de calcaires graveleux puis coquillages, devenant de plus en plus nombreux et épais au sommet-- la puissance 300 à 500 mètres traduit la tendance subsidente, tandis que les nombreuses variations latérales et verticales de faciès en démontrent les irrégularités dans l'espace et dans le temps; 3) le calcaire "miroitant" de l'Hortus, faciès localisé du Valanginien supérieur; 4) les marnes calcaires vulnérables de l'Hauteriviens inférieur conservés seulement hors de l'atteinte de l'érosion au contact de la couverture continentale du Crétacé supérieur et du Paléogène. Ces dernières formations confinées dans le bassin de St-Martin-de-Londres proprement dit, nous sont déjà connues.

C'est le Valanginien moyen et élevé qui constitue



MORPHOLOGIE

CHEVACHEMENT

BAULE A VERTICET

ALLES DU JALIE DE DECOUPLEMENT

SE VERTICET COMPLEMENT

ALLES

MICROESTRANS A MESOSOL

MICROESTRANS A VERTICET

SECTEUR DU JALIE

ALLES

ALLES

ALLES

PROFONDITEZ DE ST. MARTIN

STRATIGRAPHIE



COLLEGE DE ST. MARTIN

ALLES

ALLES

ALLES

ALLES

ALLES

ALLES

ALLES

la principale masse karstique, origine des sources périphériques du Causse de Pompignan et de l'écoulement du Lamalou. L'on sait (P.DUBOIS, 1972) qu'une autre nappe hypogée existe, sous les marnes du Valanginien inférieur et du Berriasien, au sein des couches jurassiques sous-jacentes, mais ses issues sont lointaines (source du Lez) et sans intérêt morphologique local.

Si le Berriasien, quoique plus vulnérable est pratiquement biseauté avec le Jurassique et ne s'en détache jamais par le fait de l'érosion différentielle, les séries sus-jacentes sont aptes à former des "binômes" créateurs de cuestas: calcarénites et calcaires "miroitants" au-dessus des marnes valanginiennes, pour le Causse de l'Hortus; calcaire lutétien, sur marnes vitrolliennes, calcaire à P tanides aporoschema sur marnes bartoniennes, cailloutis de l'Oligocène "conglomératique" sur les niveaux de l'Eocène moyen et élevé, pour le bassin de St-Martin-de-Londres.

-Les couches ainsi énumérées sont impliquées dans une structure simple, si l'on met à part la zone de contact avec les plis de Viols-le-Fort et du St-Loup, zone traitée au chapitre précédent et sur laquelle on ne reviendra pas. La structure est commandée par le brachysynclinal du Causse de Pompignan dont l'axe, d'abord Nord-Sud, s'infléchit au Sud-Ouest sous le bassin de St-Martin-de-Londres: deux cuvettes emboîtées par l'intermédiaire d'une importante lacune et dont

le décalage vers le Sud-Ouest est significatif du mouvement d'ensemble affectant le "compartiment" en cause. A l'Ouest du Causse de Pompignan, le recul en direction du Sud des termes de la couverture fini-crétacée et paléogène, singulièrement du calcaire Lutétien, a découvert les auréoles basales du brachysynclinal, quelque peu perturbées par des accidents tectoniques Nord-Ouest, Sud-Est et Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest; l'érosion différentielle y a sculpté un relief sans énergie, caractéristique de ce qu'on peut appeler, en consacrant l'impropriété en usage en Bas-Languedoc, le "bassin" de N.O. de Londres dont les altitudes avoisinant 200 mètres contribuent à détacher la bordure du Causse 100 mètres plus haut. Le commandement du Causse est de 2 à 4 fois plus important vers l'Est. Là, les corniches bordières donnent de grands alvéoles d'érosion que séparent plus ou moins complètement d'étroites cloisons sculptées dans le Valanginien. Ces alvéoles mesurent le recul des corniches, la véritable limite du "compartiment" étant représentée par la faille de Corconne, distante de 2 à 4 kilomètres à l'Est.

Les grandes lignes de la structure et l'oeuvre de l'érosion différentielle définissent ainsi aisément les divisions morphologiques que nous devons examiner successivement. Mais, comme on va le voir, quelque originalité que la lithologie dominante impose à chaque secteur, l'évolution morphologique montre une grande homogénéité: à partir de la "surface fondamentale", les processus climatiques, notamment ceux du

Quaternaire, prenant une grande importance.

a)-Le Causse de Pompignan et l'Hortus;

---- Les données géologiques -

(1)- Avec 512 mètres d'altitude, un abrupt frontal de 100 à 150 mètres, un revers dont la pente n'est pas inférieure à 12%, l'Hortus se détache nettement dans l'ensemble du Causse de Pompignan dont il forme la partie Sud-orientale. Ce relief puissant, il le doit, en partie, à l'épaisse couche du calcaire "miroitant" qui forme son sommet. La puissance de ce sédiment du Valanginien supérieur va diminuant vers l'Ouest (col de l'ambétou) et vers le Nord. Dans cette direction, en particulier, les intercalations marneuses de plus en plus nombreuses séparent des bancs de calcarénites de moins en moins nombreux et de plus en plus minces. Ainsi les ressauts rocheux bordiers sont-ils au moins au nombre de deux au-dessus de N.D. de Londres et au-dessus de Pompignan. On en compte de trois à cinq vers Lauret et Claret: d'où l'éperon du Roc des Mates et l'apophyse du Puech de Doigne, développée sous le Rocher du Causse et qu'une faille transverse, parallèle à celle de Corconne, sépare de son extrémité tectoniquement rehaussée, le Pioch (f. de St-Martin-de-Londres, n°3-4). De la sorte, encore, la corniche tout à fait sommitale n'a plus que 20 mètres d'épaisseur là où la franchit la D.17 emb.en provenance de Valflaunès; 10 mètres au Rocher du Causse; 30 mètres au passage de la D.107e, venant de Claret, mais 10 mètres au col utilisé par la D.25

descendant sur Pompignan, et 5 mètres seulement à Ferrières-les-Verreries et au-dessus de N.D.de Londres (M.DRUS, Mem. Maîtrise.Géog.Montpellier,1968). En raison des fréquents passages latéraux, les bancs calcaires subordonnés à cette corniche sont loin d'être équidistants. Ils paraissent, aussi, n'être pas toujours rigoureusement parallèles, trahissant, de cette façon, des effets de disharmonie provoqués par les marnes qui les séparent. Les figures disharmoniques ne sont probablement pas absentes des couches basales du Valanginien inférieur. Mais il y existe aussi des figures de slumping (Valflaunès, pied oriental du Puech Camp.)

(2)-Le brachysynclinal du Causse de Pompignan porte les marques d'efforts tectoniques modérés. Les couches qui pendent doucement au Sud - Sud-Ouest sont à peine infléchies au centre de la cuvette. Elles se relèvent davantage vers les bordures qui forment relief: moins sur celle de l'Ouest que du côté du Nord et de l'Est. Sur la bordure orientale, en particulier, il semble que les pendages soient plus vigoureux au droit de la corniche qu'à une distance moindre de la faille de Corconne. De la sorte, le crêt couronnant le brachysynclinal se trouverait classiquement arrêté sur une flexure. D'un endroit à l'autre, les bancs plongent de 10 à 30°. Non moins classiquement, le recul des corniches tend à s'avérer plus rapide dans les secteurs de pendages faibles et les éperons ou apophyses correspondent à des valeurs plus élevées. La puissance des

couches intervient. Le calcaire "miroitant" de l'Hortus est loin de correspondre au pendage le plus fort. Toutefois il paraît avoir été accentué par le jeu tardif de l'anticlinal de Fambétou-Roc Verdier (v.chapitre précédent).

(3)-Des sources karstiques se situent à la périphérie du Causse, sur les trois côtés où il se montre perché, au nombre d'une dizaine; la plus importante, la Fousse de Pompignan possède un débit de 8 l/s. à l'étiage. Toutefois les issues ainsi fournies à l'écoulement souterrain par l'inversion du relief n'ont pas réussi à éliminer la circulation originelle commandée par la tendance synclinale de la structure. Quatre sources trouvent leur localisation au creux de la cuvette dont deux ont de l'importance: celle du Crès (2 l/s) et celle du Lamalou (5 l/s.); encore faudrait-il tenir compte de l'eau fournie par le magasin valanginien à l'exurgence des Fontanilles dans la gorge de l'Hérault. Se conformant ainsi largement à la structure, la circulation hypogée démontre combien celle-là est peu perturbée par des accidents secondaires. Certes, la photo aérienne permet de relever de nombreuses diaclases. Mais l'on ne peut citer que deux failles authentiques, d'orientation Nord-Ouest, Sud-Est, qui prennent le Causse en écharpe et dont les faibles rejets verticaux, isolant le bloc de Pech Aurou (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°3-4), comptent moins que le rejet horizontal en décrochement à quoi sont dus l'indentation et le décalage de la corniche bordière au Rocher du Causse, non loin de Lauret.

Le nivellement de ces deux failles, sur l'ensemble de leur trajet, permet de mettre l'accent sur le rôle des surfaces d'aplanissement dans la topographie du Causse de Pompi-
gnan.

---- Les surfaces d'aplanissement du Causse de
Pompignan et leur évolution:

(1)- Deux surfaces biseautent les couches du Crétacé inférieur sur le Causse.

- L'une, à peu près délimitée par la courbe de niveau de 260 mètres, s'étend dans la commune de Rouet, dominée par les hauteurs des Bois de la Baume, du Capucin et du Latas. Elle plonge au Sud et à l'Ouest sous la couverture discordante des argiles rutilantes rognaco-vitrolliennes qui la datent et dont le recul l'a découverte. C'est, fossilisée puis exhumée, la surface fini-crétacée - infra-tertiaire, présentant une inclinaison actuelle d'environ 2°.

- L'autre, surface sommitale de 300-350 mètres, minutieusement étudiée par Melle C. COMBET (1971-pp.25-28), répond à la définition de notre "surface fondamentale".

Le cas de ces deux aplanissements ayant été étudié, à titre d'exemple, au cours de notre 3ème Chapitre, il s'agit moins, ici, de les identifier que de rappeler leur extension et surtout d'examiner leur état de conservation et, par là, leur évolution récente.

(2)- Topographie d'érosion et topographie structurale;

Au Nord-Est du Causse, là où s'en détache la crête de la Taillade la borne géodésique du Grand Pech atteint 360,4 mètres. Le sommet de cette butte coïncide avec un banc calcaire relativement résistant qui repose sur une couche marneuse; celle-ci est à peu près privée de végétation, étant en proie à une forme accélérée de l'érosion actuelle. Sous cette couche marneuse se dégage un autre banc rocheux dont l'extrados coïncide avec la topographie sommitale de la crête de la Taillade, du moins jusqu'à la Crête de Tout Auras (419,7 mètres f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°3-4), topographie légèrement inclinée du Nord-Est au Sud-Ouest en conformité avec le pendage. A cet exemple type de surface structurale, on peut trouver des répliques, dans le bloc faillé de Pech Aurou. Non seulement les apophyses du Causse en fournissent d'autres cas (Bois du Puech de Dolgue, Roc des Mates) mais le caractère substructural du revers des corniches orientales est spectaculaire (Montagne du Causse, Rocher du Causse, la côte, sans oublier l'Hortus. Un peu au Nord de cette montagne, à l'Est immédiat du Dolmen de Juoilles, deux micro-cuestas sont dégagées par l'érosion différentielle, soulignant les auréoles du brachysynclinal.

Ainsi une première conclusion s'impose: comme il arrive sur le Larzac et pour la même raison, à savoir la faiblesse des pendages, la surface d'aplanissement sommitale du Caus-

se de l'ompignan juxtapose des biseaux d'érosion et des éléments de surfaces structurales et substructurales. Par ailleurs cette topographie n'est pas intacte: on trouve les traces de réseaux hydrographiques aujourd'hui non ou peu fonctionnels, signes de dégradation.

(3)- Ces réseaux sont établis aussi bien sur la surface sommitale (ou fondamentale) que sur la surface fini-crétacée à infratertiaire exhumée; ils dégradent l'une et l'autre. On peut les regrouper autour de trois troncs importants. Celui du ruisseau de Gorniès va rejoindre le rû de Tourguille qui coule Nord-Sud, le long du bourrelet marginal de l'anticlinorium du Buèges. Mais ses plus longs tributaires, réduits actuellement à l'état de vallées mortes, se dirigeaient Sud-Nord (Combe de Vialasse, Combe de Quintanel). Le réseau du ruisseau de Gorniès n'en représente pas moins un cas particulier, en ce sens, qu'il se dirige rapidement vers l'extérieur de la cuvette de l'ompignan. Ce n'est pas le cas des deux autres: le ruisseau de Bertau recueille les eaux rassemblées sur le revers de l'horst avant de longer puis de percer à peu près orthoclinalement la cuesta lutétienne du bassin de St-Martin-de-Londres, entre le Causse de Millau et le Devès de Chaumel (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8); quant à la Liguère (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6) comme son affluent le Ravin de Puits Râtit, ils adaptent exactement leur réseau au dessin du brachysynclinal et ont poussé leurs hautes branches jusqu'à proximité immédiate des corniches septentrionale et orientale.

On se convaincra de cette dernière affirmation si l'on étudie de près la minute orohydrographique de la feuille de St-Martin-de-Londres au 1/20 000ème (n°3-4 et 7-8). Il apparaîtra alors que chacun de ces réseaux montre trois types de thalwegs répartis de l'amont à l'aval.

(a)- Les thalwegs-amont sont extrêmement effacés, empâtés d'argiles sableuses à cailloutis et de caillasses calcaires et n'entament pas la surface mixte (aplanissement et éléments structuraux) dérivés du niveau fondamental. Ils sont les équivalents des plus vieux thalwegs de la surface de Viols ou du plateau de la Selle.

(b)- Des thalwegs plus vigoureusement creusés, mais ordinairement secs aujourd'hui existent en position moyenne pour le ruisseau de Gornîès et le système de la Liguière. Dans ce dernier cas, ils ravinent à la fois la surface fondamentale et la surface exhumée. Par contre, au revers de l'Hortus, plus incliné, ce type occupe une position plus haute et disparaît à l'aval.

(c)- Enfin, à l'aval les écoulements deviennent permanents ou saisonniers grâce à d'importantes résurgences (Source de Gornîès, sources de Crès et du Lamalou, source de Fontbonne, respectivement). Il va de soi que ces types représentent trois générations, classées dans l'ordre d'exposition et dont la succession exprime les progrès de l'enfouissement des eaux dans le karst hypogée.

Les rapports des "vieux" thalwegs avec la couverture de terra rossa et avec les formes du karst superficiel, typiques de l'évolution régionale, sont tout aussi évidents. Le minutieux pointage des gisements d'argiles sableuses à cailloutis relevés par Melle C. CORNET (1972) fait apparaître des points hauts, et des sites confinés dans des thalwegs ou dans des dolines. Les dolines, elles-mêmes petites, sont toujours installées dans ces "vieilles" vallées (cf. Bois de Baumel, secteur du Saut du Loup, du Terre de l'Agas). Dès lors, il est facile de reconstituer une évolution qui ne surprendra pas :

- épandage des argiles sableuses à cailloutis sur la surface "fondamentale".
- établissement du vieux réseau hydrographique grâce à cette couverture imperméable qui, d'ailleurs, tend à descendre des croupes basses vers ces vallées peu creusées.
- entaille des thalwegs plus vigoureux, aujourd'hui secs, alors fonctionnels, cependant que les circulations souterraines, ranimées par la dispersion relative de la couverture argileuse sur les hauts, commencent à descendre dans le complexe valanginien; avec l'approfondissement de la circulation karstique se développent pertes, évents, avens, "calevons" (avens-regards) dont une douzaine de manifestations sont recensées sur le Causse (H. BALOC, Carte hydrogéologique, 1964), sans oublier les dolines, en nombre double. On peut

même décrire une sorte de poljé élémentaire contenant une petite doline, à l'Est de Pech Aurou, dont la D.107 emb.recoupe l'extrémité septentrionale à la cote 320 (f.St-Martin-de-Londres 1/20 000ème,n°3-4).

Ce karst de surface revêt des aspects climatiques certains mais dépend étroitement du faciès des calcarénites. Le vrai faciès miroitant, sur les pentes du Bois du Pâtus et au contact du Devès de Vivourès (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème,n°7-8) a favorisé un modelé différent. Là, au débouché des ravins à forte pente longitudinale et à profil transversal assez aigu qui dévalent le revers de l'Hortus, la surface fini-crétacée à infratertiaire exhumée n'est pas entaillée, contrairement à ce qui se passe du fait de la Liguère au Flan de Camp Picard; les écoulements linéaires épisodiques y perdent à peu près complètement leur individualité sur une sorte de pédiment en terrain dur où une lecture attentive montre l'esquisse de trois cônes rocheux, longs, chacun, d'environ 600 mètres.

(4)- Le karst superficiel typique du Causse de Pompi-
gnan se développe plus au Nord, dans les calcarénites:

Les caractéristiques de la roche s'imposent: puissance du calcaire généralement inférieure à 50 mètres, forte diaclasation, faible pendage, structure litée qu'accentue l'inségularité de résistance des passées successives, nombreuses intercalations marneuses admettant des interlits calcaires centimétriques à décimétriques.

L'abondance des marnes valanginiennes et l'appoint des argiles sableuses résiduelles contribuent à enrasser les points creux. Citons en exemple l'aven obstrué de Beaume Colombière (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°3-4) dont la couverture s'épaissit au point d'enterrer partiellement le tronc des chênes pubescents qui poussent alentour, au cours de fréquents phénomènes d'engorgement; de telle sorte qu'au lieu d'un gouffre béant, l'aven se signale le plus souvent par une mare dont l'eau s'évapore autant qu'elle s'engloutit.

Les formes karstiques des croupes montrent la même dépendance à l'égard de la lithologie, mais elles portent aussi la marque du gel quaternaire récent.

Diaclason, pendage et litage favorisent "la table de lapiès". Toutefois, celle-ci est généralement en ruine et s'enfouit sous ses propres débris, la caillasse devenant plus épaisse sur les pentes où elle s'est rassemblée par gravité. Le clapier est le paysage ordinaire du Causse: il règne sur les flancs du Bois de la Baume, du Serre de Buisset, du Saut du ... du Serre de l'Agas, de Male Harde, de la Seube (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°3-4). Au milieu des caillasses se dressent des buttes, reliques d'anciennes tables de lapiès détruites, se réduisant parfois à de simples guilles. Ces dernières apparaissent toutes craquelées de fines cassures où la dissolution mais aussi le gel se sont manifestés. Il en résulte des aspects ruiniformes très proches de ceux qu'on revêtent en Ardèche

(avec, toutefois, plus d'ampleur) les calcarénites de St-Paul-le-Jeune et du Bois de Pafolive. La roche "champignon" qui borde la D.17 emb.proche de la cote 313, les "tourelles" des flancs du Serre de l'Agas, le "porche" naturel du Serre de Buisset entrent dans cette catégorie de formes karsto-périglaciaires. Il convient d'en rapprocher les "baumes de corniches", typiques de la bordure orientale du Causse.

--- Ainsi climatiquement dégradée, la surface du Causse de Pompignan est-elle, en outre, gauchie?

Mis à part le secteur de l'hortus, ployé lourdement u flanc de l'anticlinal de Fumbétoir le Roc Verdier, dans l'aire d'influence du St-Loup, on peut tirer quelque enseignement de l'allure de la surface mixte partie biscuitée, partie structurale telle que nous l'avons décrite. Elle s'incline du Nord au Sud, alignant le sommet de la butte témoin du Mont-St-Jean (402 mètres) celui de la crête de la Faillade (387 - 374 mètres) et le déplat de la Montagne du Causse (367 mètres-abstraction faite du secteur faillé du Rocher du Causse, 400 mètres). On décèle également une pente de l'Est (350-370 mètres) vers l'Ouest (330-320 mètres).La composante au Sud-Ouest est donc bien celle que nous assignons à l'ensemble du "compartiment" et que trahissent, au midi, l'invagination du Valanginien sous le flanc inverse du St-Loup et l'étranglement du bassin de St-Martin-de-Londres vers la ferme du Souis, sans oublier l'orientation de la circulation souterraine vers la vallée de l'Hérault (Fontanilles). La distribution des éléments struc-

turaux et substructuraux de la topographie sommitale de la
Nord et l'Est du Causse, mettant l'accent sur la regression
(et quelquefois la dégradation) de la surface d'aplanissement
en ces derniers, suffit à prouver que le mouvement de bascule
est, en partie au moins, postérieur à l'établissement de cette
dernière. Cette remarque met en cause le rajeunissement de la
ville de Mende.

Le mouvement de bascule de l'ensemble du compartiment
du Causse de Lompignan - bassin de St-Martin-de-Londres suffit-
il pour expliquer l'extraordinaire aire de drainage --- du réseau de la
Liguière? Ou bien faut-il envisager une accentuation récente
de la tendance synclinale du Causse lui-même? A vrai dire la
faiblesse générale des pentes de la zone centrale n'y invite
guère; et la concentration du petit réseau qui nous occupe peut
se justifier par le creux découvert, sous la surface fondamen-
tale, lors de l'exhumation de la surface finis-erétacée à finis-
tertiaire, avec le recul de la cuesta du Massif Aurou (St-
Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8). En conséquence, faute
d'argument décisif ou même de présomptions convergentes, nous
écarterons cette question.

b)-Le pseudo "bassin" de Notre-Dame-de-Londres:

--- La structure :

Nous désignons ainsi la dépression, creusée jusqu'à
170 mètres dans la vallée du Lanciau, mais où les altitudes

Les plus fréquentes se tiennent vers 200 mètres, qui est installée entre la retombée du bourrelet marginal de l'aire du Euèges et le Causse de Pompignan limité par la corniche des Frégères, sur les auréoles extérieures du brachysynclinal. Au-delà des calcaires marneux du Berriasien inférieur, ces auréoles sont soulignées par les bancs de calcarénites qui s'interposent au sein des marnes du Berriasien élevé et du Valanginien inférieur, dessinant un système de micro-cuestas à front tourné vers le Nord - Ouest et l'Ouest. Les deux plus remarquables sont, en rive droite du Lavalou, le Truc de la Plaine (190,7 m.) et le Ruch Long (179/186 mètres) (f. St-Martin-de-Londres, 1/100 000, n° 11).

Ce léger changement d'orientation mérite d'être expliqué. Il résulte d'une ondulation transversale: la très douce inflexion anticlinale du Jurassique terminal du Bois de Fous qui se prolonge dans le "nez plongeant" berriasien de la Caumette, très lisible sur la photographie aérienne en dépit de la faiblesse extrême des reliefs et qui débute sur la carte topographique la trace d'une petite faille. Les micro-cuestas se nouent sur la courbe tracée par la retombée péri-anticlinale montrant que celle-ci fait sentir son effet assez loin au Sud-Est. Elle ne semble d'ailleurs pas sans rapport avec l'inflexion d'axe du brachysynclinal de Pompignan. Par ailleurs les mêmes micro-cuestas sont décalées d'environ 300 mètres par les rejets en décrochement de la faille Nord-Ouest, Sud-Est du Logis-du-Bois et de sa réplique qu'on peut appeler

l'accident de la fosse de Ricome.

Après l'effacement de l'axe de direction des Bois de l'Anser, le système de micro-cuestas est tranché par la faille de Ferrières-les-Verreries.

--- Une topographie exhumée: problèmes des surfaces d'aplanissement et du tracé du réseau hydrographique:

(1)-Du sommet de Barnieux-le-Haut (225 mètres), l'on voit nettement les bancs de calcarénites du Crétacé inférieur, en rive gauche du Lamalou, passer soit sous le pseudo-cuvettollier soit sous la cortiche lutétienne qui transgresse localement celui-ci, formant, l'un et l'autre, la cuesta limitant le bassin de St-Martin-de-Londres. Ainsi se trouve soulignée l'énorme lacune pré-orogénique. Notamment un paysage met aussi clairement en lumière le phénomène de discordance. L'orientation de la cuesta lutétienne est oblique par rapport à celle des micro-cuestas borciasio-vallée-aniennes. L'emboutement de la cuvette tertiaire de St-Martin-de-Londres dans le tracé-synclinal de Pompidou marque véritablement la superposition de deux ensembles structuraux qui ont chacun leur individualité. Bref, une bonne partie du pseudo-"bassin" de Notre-Dame-de-Londres est sculptée aux dépens de topographies antérieures exhumées par le recul de la couverture tertiaire. Il s'agit d'un événement postérieur à l'effacement de la couverture tertiaire.

(2)- En effet, les lambeaux de la surface fondamentale se retrouvent autour du pseudo-bassin, à l'Est, au Nord et à l'Ouest.

A l'Est, elle a été repérée vers 325 mètres sur le Causse de Pompignan (Bois de la Baume et à l'Est du Bois de Baumel-feuille St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°3-4).

Au Nord, on la retrouve à la fois sur le Causse de Pompignan (335 mètres à l'Est de Ferrières-les-Verreries) et sur le Bois de Monnier (290-306 mètres au replat de l'Oume). Cette constatation, notons-le au passage, n'infirmes nullement l'activité tardive que nous avons attribuée à l'accident brisant de Ferrières. En effet, le fait que les altitudes de l'aplatissement "fondamental" sont légèrement plus élevées sur les terrains passablement vulnérables du Crétacé inférieur que sur le calcaire à faciès tithonique, vient à l'appui du jeu en "tenue de piano" que nous avons reconnu au bloc du Mont-daut, vigoureusement relevé au Nord, relativement abaissé au Sud.

A l'Ouest, enfin, l'aplatissement "fondamental" distinct de la discordance infra-lutétienne, d'ailleurs accompagné d'argiles à quartz, est conservé, avec des cotes de 270 à 260 mètres sur le replat qui domine la ferme de Lagarde (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6) et qui, d'ailleurs, s'étend assez loin, au Sud, au droit de St-Martin-de-Londres et jusque vers la ferme de Bouis. Ce replat mérite une mention particulière.

- Ses altitudes assez faibles ne surprendront pas si l'on admet comme nous l'avons fait, que l'ensemble du "compartiment" Causse de Pompignan St-Martin-de-Londres est basculé au Sud-Ouest.

Mout-Lois, le replat lui-même est affecté d'une forte tranverse très sensible au Sud du parallèle de St-Martin et d'une petite longitudinale du Sud au Nord. On comprendra plus aisément ces irrégularités en notant:

(a)- qu'il s'agit probablement d'un élément exhumé de l'Oligocène conglomératique. (Voir notre recherche des minéraux lourds en annexe) et réemployé dans la surface "fondamentale" .

(b)- que des raisons qui ont été exposées plus haut permettent d'envisager le gauchissement tardif de la barrière marginale de l'aire du Buëges dont le replat en cause fait partie.

-Enfin, ce replat est visiblement impliqué dans le processus qui caractérise l'ensemble des surfaces d'érosions languedociennes. Nous faisons moins allusion, ici, au ravinement "transversal" et récent qui s'est organisé un peu au Sud-Ouest de St-Martin qu'à la vieille vallée "longitudinale" et surcreusée de dolines où se sont réfugiées les argiles sableuses à quartz, que l'on suit entre la D.122 et la gorge du Lamalou, en contrebas des Garrigues de Côte Belle et du Bois de Cambonnet (St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6).

(3) - La cote du Puech Aurou (point Géodésique 280,6) qui marque, dans la commune de Rouet, le point culminant de la cuesta lutétienne, peut encore se rattacher à la "surface fondamentale". Mais à l'Ouest jusque et y compris à Darnieux-le-Haut, toutes les altitudes sont plus faibles (encore que supérieures à celles du pseudo-"bassin" de Notre-Dame-de-Londres). Nous pensons cependant, qu'essentiellement antécédent dans l'aire anticlinoriale du Luèges, à la limite des dépressions de St-Martin et de Notre-Dame, comme au replat de Lagarde, le Lamalou s'est simplement surimposé quel que soit le modeste diastrophisme qui a été admis plus haut, et que cette surimposition s'est réalisée à partir de la surface "fondamentale".

Quant au réseau de la Tourguille, ses branches franchissent à plusieurs reprises les lignes des micro-cuestas et bien que son tronc principal se moule sur le "nez plongeant" herriasien de la Caumette, il n'est guère adapté que dans sa partie aval. C'est, toutefois, sur les bas niveaux de la dépression de Notre-Dame-de-Londres qu'il paraît s'être établi.

--- Problèmes à résoudre ultérieurement :

Nous avons plus haut vu que les structures du pseudo "bassin" de Notre-Dame-de-Londres sont exhumées d'une couverture rognac-vitrollienne à l'étiennienne. De la sorte on peut être tenté d'attribuer les altitudes des points hauts de cette dépression (sommets de micro-cuestas, surface de la Caumette) qui se tiennent vers 160-200 mètres et se relèvent du

Sud au Nord à une surface fini-crétacée ou infra-tertiaire longtemps fossilisée. Il en va sans doute ainsi dans le secteur Sud. Mais il est difficile de décider jusqu'où s'étendait la couverture fossilisatrice vers le Nord. Par ailleurs, si récente que soit l'exhumation nous n'avons aucune assurance que la vieille topographie fini-crétacée à infra-tertiaire n'ait pas été quelque peu regradée, en raison de la faible résistance des calcarénites et de la vulnérabilité plus grande encore des marnes. Aussi préférons-nous admettre une regradation quaternaire de l'ancienne topographie exhumée. Au sommet des deux micro-cuestas sises à l'Est de Notre-Dame-de-Londres et subordonnées au Bois de la Baume, il a été noté la présence d'un cailloutis calcaire centimétrique gélifracté à fort indice d'aplatissement emballé, dans une matrice de terre rouge cimentée. (J. BRADTHUJ - Mém. Maîtrise-Géographie, Montpellier, 1968). L'on ne peut guère tirer argument de cette dernière, étant donnée, sur le Causse, l'importance des épandages d'argiles sableuses rutilantes. Mais la régularité du débit et les faibles dimensions des gélifracsts sont, en notre région, caractéristiques du Quaternaire moyen. L'espèce de plan incliné, nettement inférieur à la surface "fondamentale" qui débute à 249 mètres près de la Jasse des Pontels (au Sud de Ferrières-les-Verreries, f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°1-2) pour s'achever à moins de 180 mètres au-dessus du Lamalou pourrait bien être rissien.

De fait, les sommets de Cuestas qui s'alignaient dans ce plan incliné ne dominent qu'une génération de glacis: courts

glacis de front et plus longs glacis de revers. Les premiers, en plus forte pente sont plus fréquemment dégradés en bad lands. Leur pavage par des débris des bancs de calcarénites, parfois à nu, ne les défend du ravinement que s'il est assez dense.

La base des pentes de revers est empâtée de formations limoneuses sabactuelles ce qui assez ne biei. un âge würmien aux glacis en cause.

Ces formations limoneuses ne sont pas tant l'oeuvre du ruisseau de Tourguille qui est encaissé de quelques mètres par rapport à elles que l'apport des ravineaux des bad lands et le résultat du rill wash sur les glacis de revers --- processus actif. De ce point de vue, le printemps 1964 nous a offert, contemplant de Darnicux le Haut, un spectacle singulier: aux lieux-dits Champs de Lagarde et la Plaine, une céréale d'hiver qui levait présentait de larges plages lacunaires là où la rill érosion actuelle avait déblayé la semence, à l'occasion des fortes pluies de saison froide.

C'est également le modèle quaternaire qui nous retiendra surtout, concernant le bassin de St-Martin-de-Londres proprement dit.

c)- Le bassin de St-Martin-de-Londres proprement dit:

En effet, amené à utiliser les enseignements du bassin de St-Martin-de-Londres, tour à tour, afin de mieux comprendre l'évolution de l'ensemble plissé de Viols-le-Fort - St-Loup, celle de l'aire anticlinoriale du Buèges, celle du Causse de

Pompignan et du pseudo-bassin de Notre-Dame-de-Londres enfin, nous avons peu laissé à dire concernant ses particularités lithologiques et structurales à propos desquelles nous n'effectuerons qu'un sommaire rappel. Par contre, le problème du modelé de cette cellule reste entier.

---- Tant d'un point de vue structural que de celui du modelé, l'aspect le plus remarquable de la lithologie réside dans ses contrastes créateurs de "binômes" d'inégal résistance et multiplicateurs de micro-cuestas et de micro-crêts. Ainsi: le calcaire lutétien au-dessus des marnes roccées continentales rognaco-vitrolliennes, les brèches bartoniennes sur les argiles impures du même étage, les calcaires à Potamides aparoschema sur les marnes à l'Eocène terminal, les passées conglomératiques de l'Oligocène à l'Eocène discordantes au-dessus de divers terrains antérieurs plus faibles. En général, les terrains résistants sont de faible puissance; fréquemment ils dessinent des gisements discontinus; delà le rogne des microformes, signalées plus haut.

Le calcaire lutétien, toutefois, fait exception: bien que divisé en un petit nombre de gros bancs, il peut atteindre une centaine de mètres d'épaisseur. Avec 50 à 60 mètres de commandement, la cuesta lutétienne relève donc d'une échelle moyenne; mais elle se subdivise en plusieurs ressauts, ce qui ne contribue guère à souligner son importance dans le paysage

D'autre part, les horizons solides (calcaires, brèches, bancs conglomératiques) comptent moins, en définitive, que les horizons marneux (bartoniens, lutétiens, sannoisiens) qui l'emportent nettement dans le centre de la cuvette: les particularités du modelé quaternaire dérivent directement de cette prédominance.

---- D'un point de vue structural, il convient surtout de rappeler les styles différents qui intéressent les trois bordures principales du bassin et dont dépendent les figures qui se prolongent, atténuées, dans la zone centrale.

(1)- Les caractères de la bordure occidentale se résument dans la vigoureuse flexure que dessine le Jurassique terminal. Bien postérieure, comme l'écrit au début du calcaire lutétien trans-ressé, elle a plongé les bancs de ... que l'érosion quaternaire, attestée par le creusement au ruisseau ... cette érosion s'est poursuivie avec une grande vigueur jusqu'au Riss, puisque la petite vallée en creux ne possède qu'une basse terrasse, évidemment wurmienne. De la sorte, les bancs lutétiens mis à nu moulent, à la périphérie, près de leur empilement, la surface de discordance sur laquelle ils reposent et dont on peut ainsi apprécier le gauchissement, très supérieur à celui du replat du Banq (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 600ème, n°5-6), témoin de la "surface fondamentale".

(2)- La bordure septentrionale et Nord-orientale est formée par la Cuesta lutétienne. Son tracé, lobé, trahit les variations de pendage. L'éperon de Darnieux-le-Haut témoigne d'une légère tendance synclinalo. La carène du Puech Aurou est due au passage de l'axe principal du synclinal de Pompignan. C'est sur le flanc Nord de l'anticlinal de Fambétou que s'est installée la proue des Rouvières du Fesq qui s'oriente vers le Château de Viviourès. Les percées orthoclinales du Lamalou et de son affluent le Bertau, se situent de part et d'autre du Puech Aurou. Dans les avancées du secteur oriental, le pendage atteint une vingtaine de degrés, il s'abaisse rapidement à l'ouest.

La cuesta lutétienne mérite son nom grâce à la présence, en contre-bas du terme vulnérable ou binôme, formé par les marnes rouges continentales rognaco-vitrolliennes, du moins sur la plus grande partie de son tracé. Mais on retrouve, en arrière du front proprement dit, toute une série de ressauts correspondants aux divers bancs du calcaire lioustre, sans interposition de couche "tendre". Jusqu'à 3 et 4 ressauts apparaissent au voisinage de Gabriac, d'autant moins hauts et d'autant moins nets que l'on s'éloigne sur le revers. Leur écartement, classiquement, est d'autant plus fort que le pendage est faible. Ils tendent à se rejoindre par recul dans les percées conséquents. A leur pied, des éléments, actuellement peu actifs, de drainage subséquent.

Cependant l'érosion linéaire, bien qu'indispensable au dégagement de ces ressauts, n'est pas seule en cause. La blancheur des bancs de calcaire lutétien éclate dans le paysage. Même là où il a conservé une végétation, le sol est mince et peu évolué. Par contre le pavage, originaire du dépôt lacustre local, est abondant, y compris les débris siliceux qui témoignent, intimement mêlés aux fragments carbonatés, des conditions de la sédimentation éocène. Il est évident (et du reste la roche s'y prête) qu'une intense gélifraction et une dispersion aréolaire de ses produits s'est exercée sur les pentes des revers. En sorte que, ces ressauts peuvent être assimilés à des macro-chevrons synclinaux.

(3)- L'on connaît le caractère tectoniquement perturbé de la bordure méridionale, au contact des plis de Viols-le-Fort et du St-Loup. Rappelons le système des quatre écaillés proches de la ferme de Bouis, et celles en même nombre que l'on compte entre la haute vallée du Patus et les Rouvières d'Espinas. En avant, des figures plissées moins violentes, respectivement: le synclinal inversé du Puech Camp, la combe anticlinale de la Bergerie de l'Hubac, encadrée par le crêt synclinal du Puech Pelat et la carène des Currèges; enfin, plus à l'Est, le synclinal coté 284 et la demi-combe anticlinale de Fambéton.

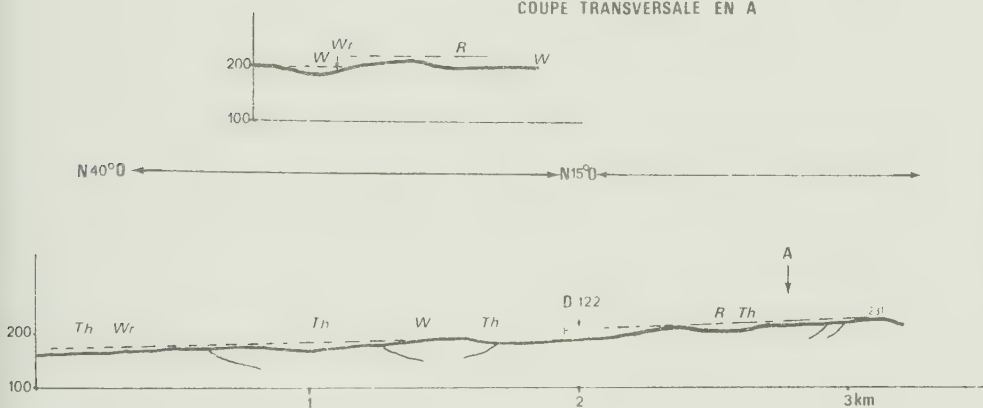
(4)- A propos de cette bordure méridionale, remarquons que les deux principaux mouvements anticlinaux, tout en s'affaiblissant, se prolongent dans la partie centrale du bassin. Il semble que les axes issus de l'ambétois et de la Combe de l'Huban se rejoignent vers le nas Noir (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°7-8) et le lieudit le Communal (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n°5-6). De ce point de vue, il est intéressant de suivre le dessin des bancs des brèches bartoniennes et des conglomérats oligocènes (bien qu'ils soient discontinus) sur la photographie aérienne. De même les mouvements synclinaux des rivières du Fesq et du Puech Aurou convergent vers la plaine des Biranques. (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6) qui paraît être l'ombilic tectonique actuel du bassin.

---- En raison de la multiplicité des "binômes" roche "dure"/ roche "tendre" et de la discontinuité déjà signalée des bancs cohérents, un peu plus d'une centaine de reliefs, isolés dans le bassin de St-Martin-de-Londres proprement dit, le plus souvent de développement très court, marquent les micro-corniches auquel il a été fait allusion plus haut. Entre ces faibles reliefs se glissent des talwegs. Le profil en travers des petites vallées correspondantes témoigne, par la présence d'un nombre très réduit de bas niveaux, que leur évolution s'est faite par étapes.

GLACIS DU 'BASSIN' DE ST MARTIN DE LONDRES

FEUILLE DE ST MARTIN DE LONDRES Y. 20.000 n° 5.6-7.8

COUPE TRANSVERSALE EN A



R : Riss

Wr : Würm récent

W : Würm

Th : Sédiments actuels

Dans la partie méridionale du bassin où les petits reliefs structuraux en cause dessinent comme une série de marches d'escalier s'élevant vers le plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes, le drainage est assuré par des ruisseaux orientés du Sud au Nord qui confluent soit directement dans le Lamalou lequel se dirige d'Est en Ouest, soit dans la branche de son affluent le ruisseau de Rieutort, orienté Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est dans la plaine de la Frade. Pout suggère que les formes micro-structurales actuelles ont été dégagées à partir d'une sorte de versant glaciaire descendant des plateaux méridionaux vers le centre du bassin

Mais l'on ne saisit que les dernières étapes de cette évolution. L'un des points d'observations les plus intéressants à cet égard, est la longue pente qui descend de la cote 246, à 700 mètres à l'Est de la Jasse et à 1100 mètres au Sud du Mas Noir (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8) vers la plaine de Biranque, franchissant la D.122 à la borne géodésique 109,2. C'est une pente d'érosion qui recoupe, à plusieurs reprises des bancs de la brèche bartonienne. Une analyse graphique précise montre que cette croupe de faible inclinaison longitudinale et encadrée de vallées à écoulement épisodique, porte trois niveaux au-dessus du lit des thalwegs. Le plus élevé qui se termine un peu au Sud de la D.122 est en ruine, traversé par un thalweg. Ses lambeaux ne portent qu'un sol caillouteux maigre, témoignant de l'activité de l'érosion. Le second, plus continu, où les petits thalwegs ne s'inscrivent guère, domine les drains prin-

vers le haut au régolite formé de débris pluri-centimétriques anguleux. Puis vient un niveau de puissance métrique formé par une accumulation de gélifracfs calcaires mêlés de débris de la silice lutétienne de Darnieux-le-Haut. Enfin un horizon limono-palustre supportant la prairie.

Il est aisé de reconnaître dans cette formation basse les caractères du Würmien tardif languedocien: limoneux, sans évolution pédologique notable, engainé entre les témoins d'une phase antérieure. De même la médiocre fragmentation des cailloutis et le sol brun du second niveau -- de beaucoup le plus représenté dans le bassin -- nous incitent à y voir la phase principale du Würm. Le haut glacis ruiné pourrait constituer la trace d'un niveau rissien dont il reste peu de choses dans la dépression de St-Martin-de-Londres.

Le quaternaire de cette dernière, en tout cas, se recommande par l'importance de la solifluction et du collavionnement. C'est le fait de l'abondance des marnes, notée plus haut. Celle-ci conspire avec l'étranglement du drainage vers la percée resséquente de la Francinède (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°5-6) pour donner à cette dépression le caractère marécageux d'où elle tire son nom.

d)- Les grands alvéoles d'érosion de Valflaurès, Lauret et Claret :

Ces formes résultent du recul, en "fausse cuesta", de la corniche du Causse de Pompignan, à partir de la faille.

de Corconne et de ses répliques qu'on peut observer dans la région de Valflaunès. Les particularités de la structure rendent compte du cloisonnement. A l'intérieur de chaque alvéole l'érosion a vigoureusement affouillé les marnes valanginiennes, tandis que les cailloutis, en provenance des ressauts calcaires surincombant marquent une tendance à l'étalement, sinon à l'accumulation. Ils constituent la couverture de formes climatiques, expressives du quaternaire récent, qu'ils contribuent à définir.

(1)- La faille de Corconne -

De tracé submériidien et subrectiligne, elle offre son miroir à l'observation au Sud-ouest immédiat du Village de Corconne et, non loin de l'arrêt, la ligne topographique qui ne se reflète pas dans le plan de la faille s'élève à 10 et 15 m. Au Sud, ce qui résulte de la dépression du valangien normal, du moins en surface. Les relevés, en effet, à l'issue du contact l'éloignent de ses co-incidentes profondes. L'affleurement de l'Hauterivien et la conservation du petit bassin tertiaire de Valflaunès sur sa lèvre Est (compartiment abaissé) confirment la définition simple dont nous nous contentons provisoirement. Le rejet théorique est considérable: 600 mètres au Sud où le Valanginien inférieur du compartiment de Pompignan -St-Martin-de-Londres entre en contact anormal avec le Valanginien supérieur du Pech Sabatier (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème. n°7-8); 1000 mètres au Nord où le Jurassique supérieur du Couché méridional butte contre le niveau supérieur de l'Hauté-

rivien de Souteyrargues. Ainsi se trouve confirmée l'inclinaison au Sud-Ouest du compartiment du Causse de Pompignan- bassin de St-Martin-de-Londres. C'est au Sud où le rejet s'atténue que le relais de la faille de Corconne est assuré par celle des Matelles. La puissance de la brèche, observable au flanc du Puech Camp (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8) suggère, pour cet accident majeur, de multiples rejeux (comme il convient d'ailleurs à l'expression, en surface, de la bordure même d'un panneau de socle, selon notre hypothèse). De fait, les failles de Corconne et des Matelles, ainsi que leurs répliques sont antérieures aux mouvements pyrénéo-provençaux, comme en témoignent les structures anticlinales du St-Loup et de St-Croix-de-Quintillargues, ayant évolué selon des styles différents, de part et d'autre. Le rejeu sta pien, attesté pour la faille des Matelles est bien connu. Le cisaillement de la brèche elle-même implique une activité plus récente encore.

L'observation morphologique paraît corroborer cette dernière remarque. Au niveau de Corconne le Jurassique dominant l'Hautérivien, est sculpté de belles facettes trapézoïdales, signe de jeunesse quant à l'évolution d'un escarpement qui, sur 100 mètres de hauteur, semble bien être original et correspondre au dernier rejeu.

Qu'il n'en va pas de même plus au Sud, c'est à cause de la vulnérabilité du Valanginien formant le compartiment élevé. L'affouillement des marnes de base et la mise en porte

à faux de calcaires sommitaux dont les blocs sont plus ou moins rapidement fragmentés expliquent le rapide recul de la corniche du Causse de Pompignan estimé, selon les lieux, de 2 à 4 kilomètres, comme on l'a vu. Les modalités de ce recul dépendent de la lithologie et du pendage. Le vrai calcaire "miroitant" de l'Hortus est plus résistant que les calcarénites qui lui font suite au Nord; il est aussi plus massif, tandis que le nombre de bancs calcaires se fait de plus en plus petit au fur et à mesure que l'on progresse vers la crête de la Taillade. Par ailleurs, des pendages un peu plus forts rendent compte des éperons du Roc des Mates et du Rocher du Causse-Bois du Puech de Dolgue- le Pioch (l'élévation tectonique propre à ce dernier sommet, détaché par faille n'est certainement pas étranger à sa conservation). Quant à la crête de la Taillade, son respect par l'érosion nous semble justifier la surélévation récente du Coutach, par ailleurs substrat de calcaire résistant, peu favorable à l'évolution des versants des thalwegs qui s'y sont gravés. Ainsi apparaît une première raison du cloisonnement des alvéoles d'érosion.

Là, au contraire, où les pendages étaient plus faibles et dès que le faciès marneux du Valanginien a été atteint, le recul de la corniche du Causse s'est accentué et le relief s'est rapidement abaissé. Une nuance oppose, toutefois le Sud où les éboulis et les cailloutis se montrent en plus grande masse et affectent une granulométrie impressionnante de blocs et le Nord où la caillasse se fait plus rare et plus menue: de là une

extension Est-Ouest croissante de Valflaunès à Lauret puis à Claret. Mais partout l'affouillement vertical a abouti au nivellement de la faille de Corconne et de ses répliques au Sud du Coutach et comme le fait est aisément observable à proximité de Valflaunès, de part et d'autre de la D.17 emb.au lieu-dit Plaine de Gourdou (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8). Au contact de l'Hautérivien supérieur formé de calcaires bioclastiques et du Lutétien de Valflaunès, formations du compartiment oriental, ce stade a même été dépassé. L'inversion du relief de faille devient alors la règle. Elle est favorisée :1)- par les crochons relevant les couches le long de l'accident de Corconne; 2)- par la résistance même de la brèche de friction. Ainsi s'alignent une série de basses collines dont le commandement n'excède pas quelques dizaines de mètres: Les Leuzières (169 mètres-f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°3-4), le Puech Camp (181 mètres), le Devois du Claus (172 mètres), la colline même de Valflaunès (151 mètres), le Puech Sabatier le seul qui atteint 236 mètres (f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°7-8). Ainsi le cloisonnement des alvéoles se trouve-t-il parachevé vers l'aval.

Si le Ruisseau des Vignes de Labau qui conflue dans le Terriou s'aligne sur l'accident de Corconne, déjà pour le Nord de l'alvéole de Valflaunès, le Rieufrêch, et pour le "bassin" de Lauret, le Brestalou, apparaissent surimposés Quant au ruisseau des Demoiselles (ou du Pas Ferrie) et son affluent la Rouvierette, drainant la cellule de Claret, nous

avons tout lieu de les considérer comme antécédents par rapport à l'ultime relèvement du Coutach.

(II) - La morphologie quaternaire:

L'oeuvre de ces petits organismes fluviatiles dans les alvéoles apparaît donc d'autant plus remarquable qu'ils sont tous étranglés à l'aval par un seuil plus ou moins étroit. Elle est à porter au crédit de la vulnérabilité des marnes Valanginiennes mais se trouve nuancée, comme nous l'avons suggéré, par les variations du phénomène d'ébouillement du Sud au Nord.

(a)- À niveau de Valflaunès, ce sont encore les caractères du grand versant concave de l'Hortus, décrit au Vème Chapitre, qui se prolongent, légèrement atténués, sous une corniche moins massive et moins résistante. Sur le haut versant concave les macro-éboulis actuels se superposent aux gélifracts quaternaires. Ceux-ci règnent seuls sur le glacier basal, enveloppés d'une matrice ocre. Celui-ci est à son tour défoncé par des vallées disposées en drains élémentaires conformes à sa pente, vallées dans lesquelles, à quelques mètres en contrebas et dominant de peu le thalweg, on retrouve, étroitement engainé, un court glacier-terrasse qui remploie une partie du matériau surincombant, mais dilué dans un cailloutis moins bien calibré et dans une matrice pédologiquement moins évoluée. Le petit pont de la route venant de Valflaunès et s'élevant sur le Causse, coté 188 près de Gourdou, est un bon

point d'observation concernant ces formes et formations emboîtées. Le lecteur y reconnaîtra aisément le bas glacis-terrasse fini-würmien typique en Bas-Languedoc et un versant concave partiellement polygénique au sommet (éboulis actuels mêlés aux gélifracsts quaternaires) s'achevant à la base sur le glacis würmien principal.

(b)- Aux niveaux de Lauret et de Claret, la même hiérarchisation a été décrite, sinon semblablement interprétée par A.ROUME (Mém.Maitrise.Géog.Montpellier,1968). Les mêmes niveaux würmiens (bien développé) et fini-würmien (plus exigu), avec les mêmes types de couverture et les mêmes rapports hiérarchiques se développent dans les alvéoles de Lauret et de Claret. Dans le premier il s'agit du glacis würmien de Cezeneuve, qui se raccorde au versant concave sous corniche pour s'étendre, vers l'Est, jusqu'au lieu-dit "les Vignes", avec une pente de 5%. Suspendu de 4 à 5 mètres au-dessus de la Combe de Rossignol, raviné par le Vallat du Pontil, il se montre d'une belle régularité que renforce le colmatage des poches du Valanginien par les gélifracsts et qu'atténuent à peine de légères bosses au passage des bancs de calcaire marneux recoupés en biseau; le bas niveau fini würmien accompagne la vallée du Rieu-tort et se reconnaît aux environs de Soulié, respectivement au Sud et au Nord du glacis précédent. Dans l'alvéole de Claret, le glacis dont le ruisseau des Demoiselles forme une génératrice (orienté Ouest-Est) et celui qui prend naissance au château de Rang (orienté Nord-Sud) évoquent le type de Cazeneuve

avec une longueur (1,5 à 2 kilomètres) et une pente comparables, mais une couverture moins complète et moins épaisse (1 mètre). Le bas niveau fini würmien connaît un développement assez remarquable au Sud des Embruscalles et vers le Bouyssier.

Chaque alvéole présente néanmoins sa singularité. Celui de Lauret se recommande par un niveau substructural boisé, situé au Sud-Est des Vignes. S'il se détache mal au Nord, il domine au Sud le glacis de Cazeneuve et le bas niveau fini-würmien. S'agit-il d'un témoin mal conservé d'une phase rissienne? A. ROUME (op.cit.p.40) fait état de poches où sont conservées des reliques d'une formation superficielle affectées d'une rubéfaction exceptionnellement intense en ce secteur et de nodules calcaires. Mais le passage, à cet endroit, de la faille de Corconne peut changer profondément la signification de telles reliques.

Dans l'alvéole de Claret, le glacis würmien du Rang n'est qu'en portion couverte. Sa partie occidentale, couverte de Garrigues (landes et bois) montre le calcaire néocomien à peu près nu: il s'agit d'un glacis d'érosion plutôt que d'une forme de transport; et même d'une surface de fragmentation où la roche se débite en boules, constituant progressivement un pavage d'origine autochtone.

Un système de formes identiques prend place en bordure septentrionale du Causse de Pompignan. Les virages de la D.25 qui en descend, permette d'observer sous une corniche de

faible épaisseur, la courbe d'un beau versant concave, marquée par deux ou trois ressauts structuraux en amont et s'achevant, à l'aval, sur un beau glacis qui atteint les 200 mètres d'altitude au Sud-Ouest du village de Pompignan. Cette partie aval est attaquée par le ravinement et des vallons de plus grand développement découpent le glacis en lanières. De la sorte, la couverture n'est conservée que partiellement sur les interfluvés et montre ses placages les plus continus tout au bas des lanières intactes. Elle est composée d'une fine pâte argileuse "rouge, collante parsemée de concrétions calcaires vermiculaires" (M-BRES-1968, p.50 Mém.Maîtrise, Géog.Montpellier) -- ancien sol remanié et non simplement tronqué in situ, mêlé de gélifracsts seulement vers le bas. C'est évidemment le niveau principal würmien. On le retrouve à l'Ouest dans le glacis des Claparèdes, défoncé par le ruisseau des Grosses, à l'Est dans le glacis de Guillaumand, en contrebas, de la Montagne St-Jean. En amont de ce niveau supérieur les thalwegs ravinants s'entourent d'étroits glacis terrasses, à la couverture à peine formée de caillasses mal calibrées à la base et recouvertes de limons bruns; plus loin ces glacis bas s'étalent (Est des Claparèdes, environs du Château de Mirabel, secteur de Tourres- f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n°3-4). Nous retrouvons donc le bas niveau fini-würmien. Ces formes basses, interrompues çà et là par une butte structurale (qui a pu

servir de support au glacis principal du Würm avant son démantèlement partiel) s'étendent fort loin dans la "plaine" de Pompiignan. Mais cette dernière appartient déjà aux ensembles septentrionaux de nos hautes Garrigues du Vidourle et de l'Hérault.

B - L'ensemble Nord-occidental des hautes Garrigues: monoclinal de bordure, synclinal de Ganges, Taurac, fossé de Montoulieu:

Ce secteur s'ordonne autour du "bassin" synclinal de Ganges, au creux duquel sont conservées les assises du Crétacé inférieur, tandis que divers termes du Jurassique affleurent dans ses bordures, d'ailleurs affectées d'une nette dissymétrie.

Le flanc Nord et Ouest porte des altitudes élevées (931-922 mètres à la Montagne de la Fage, 713 mètres au Ranc de Banès, 515 mètres aux Jumeaux, 725 mètres aux Cagnasses, 531 mètres au Mont Méjan, 531 mètres au Bois de Mont Mal). Les couches s'y montrent redressées au contact du Paléozoïque, dessinant deux alignements de crêtes puissants. Dans le détail, les faciès multiplient les signes de sédimentation néritique et quelquefois d'émergence. Lacunaires, amincis, les niveaux incompetents se montrent encore laminés et étirés. L'influence du socle proche et de ses mouvements, anciens ou récents, est partout sensible dans ce "monoclinal de bordure", type relativement simple de contact entre le bâti hercynien et l'aire sédimentaire.

Les parties orientale et méridionale du "bassin" de Ganges, se montrent perturbées par des accidents cassants à rejets vertical et horizontal. Ils compliquent la terminaison péri-

synclinal à l'Est. Dans le centre Sud, l'anticlinal-horst du Taurac, dans le Sud, le fossé effondré de Montoulieu se superposent à l'architecture synclinale. En outre, de curieuses lames de calcaires, ayant subi d'importantes transformations cataclastiques accompagnent les principales failles. Dans cette portion des hautes Garrigues où la sédimentation est plus épaisse et la succession stratigraphique plus continue, les détails de la structure trahissent un style tectonique plus complexe que ne le laisserait supposer la disposition d'ensemble des grandes unités.

Ce compartimentage étroit, joint à l'inégale résistance des faciès, n'est guère favorable à la conservation des surfaces d'aplanissement sur des aires étendues. On n'en retrouve que des témoins réduits, parfois douteux, plus ou moins suspects d'appartenir au type substructural. Les plus remarquables ne sont pas exempts de déformations et demeurent isolés et "suspendus" au-dessus des espaces dévolus au Valanginien ou à l'Oligocène marneux, affouillés par l'érosion récente (en particulier au Pléistocène, tant au centre Nord du synclinal de Ganges que dans le fossé de Montoulieu). De la sorte, à l'exception du sommet du Taurac, les restes d'aplanissements occupent des positions à la périphérie du terrain que nous décrivons ici. L'inadaptation de l'Hérault à la structure implique néanmoins, pour ces anciennes topographies, une extension passée plus importante.

Leur destruction, dans les terrains vulnérables du Valanginien et de l'Oligocène, s'est réalisée au profit de formes

quaternaires, formes micro-structurales et formes climatiques (glacis et terrasses). Le modelé pléistocène climatique n'est pas absent des plateaux calcaires, mais il s'y fait plus discret et entre en concurrence avec les processus karstiques, particulièrement efficaces.

Ces réflexions liminaires justifient le plan suivi ci-dessous:

1- Les données de la lithologie:

M.GOTTIS (1957-64, pp.38-39) a rappelé la série stratigraphique, là où elle est la plus complète, soit à l'Est du méridien de la Cadière.

Sur une cinquantaine de mètres, l'Ordovicien du socle, au Nord-Est le granite de Lasalle et, vers Sumène, le Houllier, sont d'abord recouverts par les formations du Trias inférieur de caractère détritique: sables et argiles sableuses rougeâtres ou sombres et conglomérats. Sur une épaisseur équivalente, le Trias moyen se compose de deux masses dolomitiques, parfois gréseuses, encadrant des "marnes psammitiques noirâtres". Avec le Trias supérieur, beaucoup plus puissant (100 à 150 mètres), apparaît une série de petits cycles sédimentaires: sables, marnes psammitiques ou gréseuses, cargneules. En raison de leur prédominance, c'est la première masse de marnes que nous avons à signaler dans cette série.

Le Rhétien, moins difficile à isoler que dans la région d'Alès-Anduze, n'en demeure pas moins "quelque peu inconstant"

(M.GOTTIS, ibid.) montrant, sur 50 mètres, calcaires dolomitiques en plaquettes ou gros bancs calcaires à amandes de quartz, coupés de "passées de marnes schisteuses verdâtres". Au-dessus, les autres niveaux du Lias inférieur sont peu originaux mais se recommandent, néanmoins, par leur puissance: 250 à 300 mètres de dolomie hettangienne à bancs métriques, et 200 mètres de calcaires siliceux sinémuriens à bancs moyens agrémentés de délit marneux. Le Lias supérieur (Toarcien, Aalénien) approche la centaine de mètres. Non moins classiquement, il constitue le second matelas marneux. Toutefois avec l'Aalénien commencent à apparaître des "intercalations de calcaires siliceux et gréseux" qui deviendront plus nombreuses à la base du Dogger.

Au-dessus des calcaires siliceux du Bajocien, le passage se fait directement à la grande dalle rigide dolomitique du Bathonien, puissante de 100 mètres. Encadrant l'épisode régressif divésien, le Callovien marno-calcaire schisteux qui lui est antérieur, compte peu à côté des 150 mètres de marnes argoviennes inaugurant la transgression néo-jurassique. C'est notre troisième matelas marneux.

Au-delà, l'ensemble du Jurassique Supérieur forme un notable empilement de 500 mètres de puissance, essentiellement calcaire, qui donne de fières corniches. Cependant, dans ce regroupement compréhensif, l'on doit noter une centaine de mètres de calcaires marneux sublithographiques séquanien se présentant en petits bancs: quatrième masse favorable à un jeu disharmonique.

Enfin, le Néocomien se développe verticalement sur 400 à 500 mètres. Il localise le cinquième matelas marneux. Le faciès marneux est rarement interrompu dans le Valanginien inférieur. Au sein des hauts niveaux de cet étage s'intercallent davantage de bancs assez massifs de calcaires grumeleux et microbréchiques. Toutefois, ces calcarénites revêtent un aspect lenticulaire et discontinu. Les marnes hauteriviennes ne sont guère résistantes bien que le niveau moyen comporte "des marno-calcaires feuilletés et des calcaires marno-siliceux un peu plus solides".

La série décrite ci-dessus appelle deux remarques. D'une part, sa composition fait apparaître une suite de contrastes entre les ensembles rigides et les ensembles plastiques ou compétents. Cette disposition est favorable: 1) au jeu des flexures: le rôle mécanique rempli par les petits bancs du calcaire sublithographique séquanien, là où s'accroissent les pendages entre le "monoclinal de bordure" et le creux du synclinal de Ganges, a été particulièrement remarqué (H. GOTTIS, 1957-64, p. 59); 2) à la mise en valeur par l'érosion différentielle, soit à l'échelle du crêt, soit à celle, plus modeste du ressaut et de la vire; enfin, les masses calcaires sont assez importantes pour favoriser une circulation karstique remarquable, notamment vers l'Occident.

D'autre part, en effet, à l'Ouest de la Cadière, quelques traits originaux apparaissent vers la gorge du Riutort. Le Trias et le Jurassique inférieur manquent à l'affleurement: amincissement d'origine sédimentaire, étirements mécaniques et,

DE LA MONTAGNE DE LA FAGE AU TAURAC : LE BASSIN DE GANGES

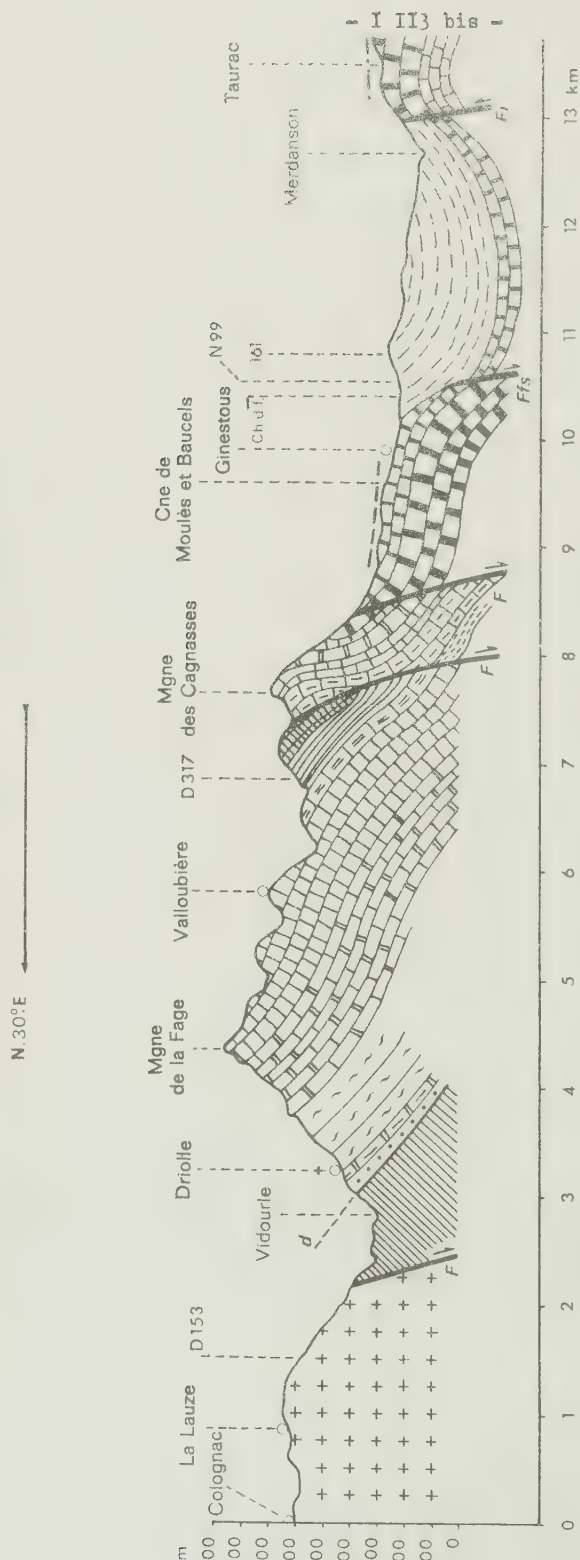


Fig. 134

					Granite tardi-hercynien généralement porphyroïde.	Postdamien. Schistes.	Ordovicien	Trias infr. Grés et conglom.	Muschelkalk. dolomie à interlits schist.	Trias supr. argile, gypse	Rhénien grés	1 a b	III V	III	3 4 I	Callouvien	Oxfordien	Argovien	Rauracien	Séquanien	Kimmeridg et Portlandien	Berrias infr.	Berrias supr.	marnes bleues et marno-calc.	calcaires et marno-calc.	marno- calc. et dolomie	calc sub lithogr et sub réc	calc marneux. et calcarénites.	marnes
---	---	---	--	---	--	------------------------------	-------------------	-------------------------------------	---	----------------------------------	---------------------	--------------	--------------	------------	--------------	-------------------	------------------	-----------------	------------------	------------------	-------------------------------------	----------------------	----------------------	-------------------------------------	---------------------------------	--------------------------------	------------------------------------	---	---------------

on le verra, accidents tectoniques y conspirent. Dans le Jurassique élevé, faciès récifaux et dolomitiques occupent une place plus importante. Bref, les caractères sublittoraux l'emportent, définissant un domaine paléogéographique particulier.

2- La structure:

a)- Le "monoclinal de bordure";

Le haut crêt de la Montagne de la Fage est couronné par les calcaires siliceux sinémuriens. Leur front domine un talus composite formé de dolomies de l'Hettangien et **des trois termes du Trias**. L'ensemble de ces couches y montrent **un faible pendage: elles sont subhorizontales** comme, à ce point, la **discordance post-hercynienne**, qui nivelle le Houiller au même titre que les **roches anté-stéphaniennes**. Mais les pendages du Lias **s'accroissent** au **revers** de la Montagne de la Fage, ce qui implique une accentuation de la pente de l'interface post-hercynien, en direction du Sud.

Aussi est-ce une véritable flexure qui redresse les couches du Jurassique élevé du massif des Cagnasses où elles avoisinent la verticale. La crête en est formée par le calcaire Kimméridgien. Le talus frontal comporte une **série de ressauts** correspondant au Rauracien et au Bathonien, en particulier, bien visibles à l'entrée de la gorge de l'Argentesse, proche de la Cadière (f. du Vigan, 1/25 000ème, n°7-8). Sa base est formée par le Lias marneux, généralement peu étalé, mais qui s'épanouit dans le col séparant le ruisseau de Garenno (f. du Vigan, 1/25 000ème n°5-6) de l'Argentesse. Le Portlandien à faciès tithonique ne se

tient pas au sommet des Cagnasses, mais seulement sur leur revers où il donne quelques chevrons, mais peu caractérisés, au Bois des Chèvres (f. du Vigan, 1/25 000ème, n°7-8).

A l'Est, un système de failles en relais, d'orientation Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est (failles de l'Ouest de Valatougès, du Mazet -f. du Vigan, 1/25 000ème, n°7-8), avec lèvre orientale effondrée et décrochement sénestre, conduit à un élargissement des affleurements du Jurassique supérieur (Le Causse, 506 mètres- le Pic du Midi, 537 mètres) et surtout du Jurassique moyen, aux abords de la Clède, le ruisseau de Valatougès s'étant installé sur ce terrain, suivant une orientation orthoclinale (f. du Vigan, 1/25 000ème, n°7-8).

A l'Ouest, M. GOTTIS (1957-1964, p.39) a noté que l'affaïssement rapide du substrat post-hercynien et la forte flexuration de la couverture mésozoïque qui en est la conséquence se manifestent dès la latitude du ravin de l'ancienne mine de Soulanou (f. du Vigan, 1/25 000ème, n°5-6), ajoutant: "une telle disposition a provoqué le laminage du Trias. Ce phénomène s'accompagne d'un écaillage des corniches dolomitiques interstratifiées dans les marnes plastiques. Certaines de ces écailles se montrent même fichées dans le matériel meuble du Houiller sous-jacent". La signification de ces détails est évidente: ils trahissent, sans forcément impliquer de grands déplacements horizontaux, une certaine indépendance des mouvements de la couverture par rapport au socle.

On en comprend mieux la portée en examinant les relations qu'entretient le massif du Ranc des Banes, Col de l'A-gas, cote 713, avec l'entité de la Page, au niveau du col du Lac: ils sont séparés par un accident, en gros Ouest - Nord-Ouest, Est - Sud-Est, dont M. SEGURET (1973) a relevé le tracé complexe et, pourrait-on écrire, ondulé qui dénonce une évolution polyphasée. Il s'agit d'une faille inverse, entraînant le recouvrement direct, par le Lias supérieur marneux, de tous les termes successifs du Lias inférieur, puis d'un Trias de moins en moins élevé, enfin du socle Silurien, dans un trajet d'Est en Ouest. A proximité de la gorge du Rieutort où le Lias marneux s'éclatine, ce sont les couches de l'Aalénien et du Dogger qui viennent chevaucher le socle. Nul doute que ce motif architectural ne résulte, dans un premier temps, de l'application d'une contrainte venue du Sud. mais, avec le gauchissement cévenol et compte tenu du caractère plus ou moins décollé de la couverture signalé ci-dessus, il n'est pas impossible que le compartiment de la Page n'ait eu tendance, à son tour, à glisser sous celui du Ranc de Banes, reproduisant, en région sous-cévenole, le "scénario" que nous avons décrit pour le bassin de St-Martin-de-Londres et le St-Loup.

Des abords de la gorge du Rieutort à celle de l'Hérault et jusqu'au Bois de Mont Mal, le "monoclinal de bordure" vient s'adosser au horst paléozoïque de St-Laurent-le-Minier ou de Malines. Le contact se fait par le truchement de deux

failles (Ferrussac, Gourdon) ménageant un bloc intermédiaire où sont représentés les termes du Trias et la dolomie hettangienne, recouverte en discordance par la dolomie bathonienne. A l'Est de l'accident de Gourdon, la marge effondrée du "bassin" de Ganges montre le Jurassique élevé, également affecté d'imprégnations magnésiennes au niveau du Rauracien et du Séquanien, passant au faciès corallien dans les horizons kimméridgiens et portlandiens. L'abrupt dominant le talus des Barrices dans la Commune de St-Julien-de-la-Nef, représente la corniche bathonienne. Plus au Nord, les sommets des Jumaux sont lithologiquement dissemblables: le plus occidental qui appartient au bloc intermédiaire pré-cité, est taillé dans l'Hettangien dolomitique; l'oriental, séparé du précédent par la faille de Gourdon, est sculpté dans le Rauracien calcaire. Plus au Sud, le tranchant que le Mont Néjan tourne à l'Ouest - Nord-Ouest, vers la gorge de l'Hérault, relève principalement du Kimméridgien. Le Portlandien, là encore, a tendance à n'être maintenu que sur la retombée orientale du monoclinal où ses bancs dessinent de remarquables chevrons vers le Courtinal et le Bosc Nègre (f. du Vigan, 1/25 000ème, n°5-6). Comme on le voit, les reliefs majeurs ne sont pas de simples crêtes mais s'apparentent aux fausses-cuestas, d'ailleurs vigoureuses, développées à partir d'abrupts de lignes de faille inversés. De l'autre côté de la cluse de l'Hérault, c'est encore le cas du Bois de Mont Mal où, toutefois, le Portlandien à faciès tithonique occupe une place plus large et forme la corniche sommitale tournée à l'Ouest. Les

couches subordonnées au Jurassique terminal et venant en contact avec le horst de St-Laurent-le-Minier, forment une mince cloison en rive gauche de la Vis, n'excédant guère 500 à 600 mètres, et percée par les affluents de cette rivière, tels la Crenze et le ruisseau de Haudesse dans leur partie aval, de tracé cataclinal. Mais ce dernier organisme possède aussi un segment orthoclinal plus ou moins adapté à l'accident qui limite les terrains mésozoïques et le massif ancien. De même, le petit vallon qui débouche sur la vallée de l'Hérault à proximité du lieu-dit la Ribaute sépare nettement ces deux entités.

Dans cette portion occidentale, le "monoclinal de bordure" montre des pendages très inférieurs à ceux des Cagnasses: 25° seulement. De plus, le changement d'orientation de cette large sédimentaire de part et d'autre du Ranc de Banès, Ouest - Nord-Ouest, Est - Sud-Est d'un côté Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest de l'autre, figure assez bien l'une des terminaisons périssynclinales du "bassin" de Ganges, quelles que soient les complications introduites par les failles.

b)-Le synclinal de Ganges et sa terminaison périssynclinale Nord-orientale:

Le Valanginien du centre-Nord de la cuvette de Ganges se montre fort tranquille et proche de l'horizontale: à peine incliné de quelques degrés vers le Sud, sans relèvement appréciable au contact du Taurac. Les complications apparaissent à l'approche des flancs et spécialement dans les terminaisons péri-

BORDURE N.O. DU BASSIN DE GANGES.

N 4° 0

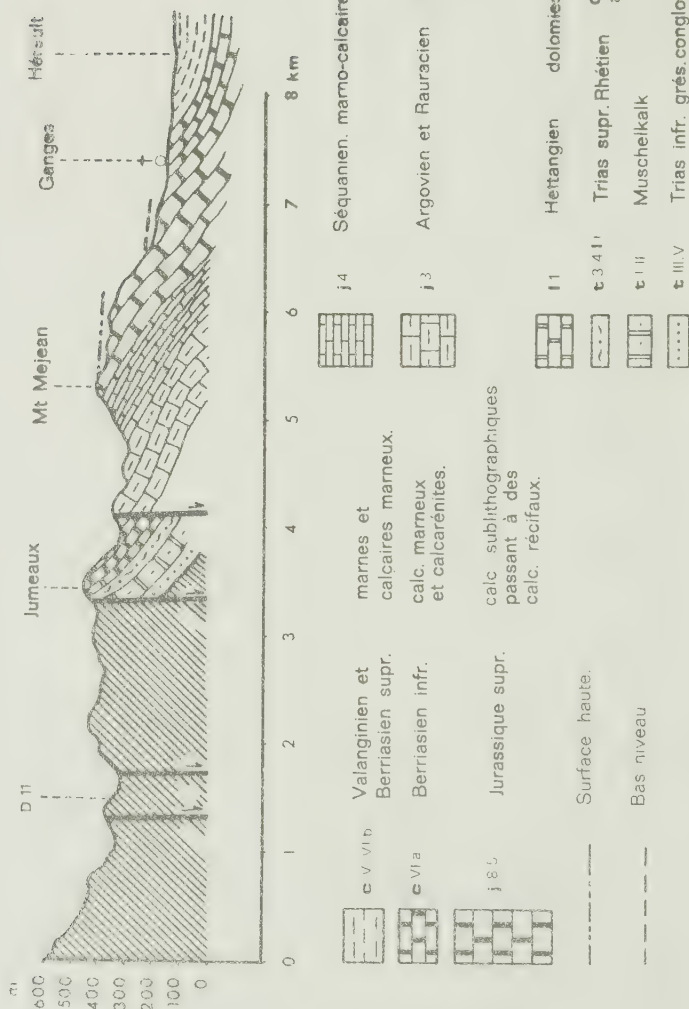


Fig. 135.

synclinales.

--- La flexure septentrionale:

Au Sud immédiat du Bosc Nègre et du Courtinal, le pendage des bancs du Jurassique terminal s'atténue singulièrement comme le montre la disparition des chevrons sur la carte topographique. Néanmoins, le changement dans l'inclinaison observée lorsqu'on passe des couches jurassiques du flanc aux assises crétacées du berceau synclinal, implique un accident, d'ailleurs complexe, puisqu'il s'agit d'une vigoureuse flexure dont l'effet est accentué par deux failles à regard Sud séparant respectivement le Portlandien du Berriasien (faille du "Trou fumant" de l'Olivier) et le Berriasien du Valanginien (faille de l'Event de l'Ecole de Moulès et de l'Aven de l'Olivier n°1) - désignation que nous proposons en nous référant à la carte hydrogéologique (1964) et à la notice explicative (1966) d'H. PALOC. Un accident semblable sépare, au pied des Cagnasses, le Tithonique du Berriasien à l'Ouest de la Cadière: on peut le désigner comme l'accident du Fédériu (f. du Vigan, 1/25 000ème, n°5-6 et, sous le titre: St-Hippolyte-du-Fort, les tracés de M. SEGURET, 1973). Lue sur cette dernière épure, l'épaisseur du Berriasien n'apparaît guère importante au long de la vallée du ruisseau de Garenne et au Sud du Plan de la Feuille Morte où il a été décapé, révélant le Portlandien sous-jacent. De la sorte, il paraît évident que le miroir de la faille du "Trou fumant" de l'Olivier s'incline au Sud et que les trois cassures en cause, sont, au moins partiellement et localement, le produit de la tectonisation de plans de discontinuité stratigraphique,

suivant le style relevé au flanc Sud du St-Loup. Type d'accidents différent de ceux qui se manifestent dans la terminaison périssynclinale Nord-orientale.

--- La terminaison périssynclinale Nord-orientale:

Cette figure structurale se trouve fragmentée par 4 grandes failles d'orientation grossièrement Sud-Ouest, Nord-Est: failles de Laroque-Camling, du Triadou-Croix-Haute (dite aussi, par approximation, de St-Hippolyte), de la Ceste-Marie-la Pau-lerie- la Font du Vent, de Durfort. Toutes se recommandent par l'importance de leur rejet horizontal comme de leur rejet vertical. En général ce dernier effondre la lèvre Sud-Est. Cependant le regard de l'occident au Triadou-Croix-Haute se fait sans inverse. Il s'en suit que les forces qui ont résulté de la tendance à l'inversion du relief sont assez mal venues (quoique toujours identifiables) et qu'elles se trouvent répétées en plusieurs exemplaires pour le même mouvement synclinal qui s'étend loin à l'Est dans le pays de St-Hippolyte et Durfort. Nous limiterons ici l'étude à l'ailleur de Triadou-Croix-Haute, réservant provisoirement les figures sises plus à l'Est. Il n'en est pas moins utile de rendre une vue d'ensemble de la terminaison périssynclinale en cause. Pour ce faire, on renverra le lecteur aux contours géologiques de L. LAGHET (1975) et aux indications de la carte topographique au 1/50 000ème du lieu, (1974).

Le dessin synclinal s'esquisse discrètement dans les contours géologiques du massif du Pic du Midi; il apparaît avec beaucoup plus d'évidence dans la courbure des corniches portées sur la carte topographique et s'échelonnant du Rauracien au Kimmeridgien où se trouve la cote sommitale (527 mètres).

Au-delà de la faille de Camlong, les faits sont encore plus clairs jusqu'à la faille de la Coste-Merle-la Paulerie- la Font du Vent. En effet, l'accident du Triadou-Croix-Haute n'apporte que peu de perturbation au dessin d'ensemble des auréoles. La plus récente est constituée par les couches marno-calcaires de l'Hautérivien du massif du Bois de Béjeannes-Cousterau dont la boucle de crêt vient dominer la dépression suivie par la Nale 99, vers les Tignargues, par un talus sans fierté. C'est, ensuite, l'auréole valanginienne que couronnent, au Puech de Mar (356 mètres), les calcarénites de la partie supérieure de l'étage, sorte de carène synclinale à fond plat, conservée au contact de la faille de Croix-Haute, sur le compartiment soulevé. L'accident en cause ne suffit pas à masquer le dessin d'ensemble de l'auréole berriasienne qui s'esquisse au Sud-Ouest de St-Hippolyte-du-Fort, près des Casernes, pour s'épanouir dans l'axe de la vallée du Vidourle. Quant aux auréoles jurassiques, du Portlandien au Bathonien, elles s'ordonnent dans l'ensemble des hauteurs des Banelles- Bois-de-Labrie, Curens et à leur pied, en direction du Nord-Est jusqu'au-delà de la vallée du Crespenou, à hauteur des Baux.

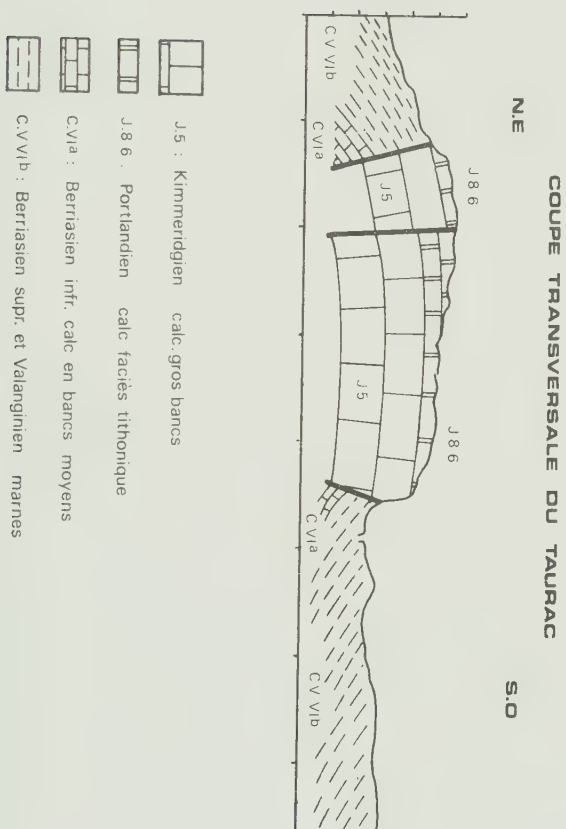
Enfin, entre la faille de la Faulerie- la Font du Vent et celle de Durfort, on peut lire encore l'influence du mouvement synclinal dans la disposition des couches berriasiennes, portlandiennes, kimméridgiennes et séquaniennes, particulièrement aux environs de la cote 268 encadrée par les lieux-dits le Chiffre et le Patou.

Toutefois, la terminaison périsynclinale Nord-Est du "bassin" de Ganges n'est pas seulement compliquée par le jeu d'une banale tectonique en touches de piano". Au long des accidents de Laroque-Camlong et Le Triadou-Croix-Haute se dressent de curieuses lames de calcaires profondément affectées par des transformations cataclastiques, disposées à peu près selon un pendage vertical et admettant des contours amygdaloïdes sur lesquelles nous aurons à revenir bientôt.

--- La terminaison occidentale:

La terminaison occidentale du synclinal de Ganges est beaucoup plus développée que celle qui lui est opposée. Aussi l'entité synclinale, considérée dans son ensemble, montre-t-elle un dessin grossièrement triangulaire. Entre Coupiac et Cazilhac, elle est marquée par un ensellement d'axe méridien où affleurent des terrains néocomiens qui séparent le Bois de Mont Mal et la Séranne du Taurac. Mais, par suite de la prolongation à l'Ouest - Sud-Ouest de la faille de Laroque, le mouvement d'ondulation négative des couches, signalé ci-dessus, se déploie sur deux blocs distincts, le plus méridional étant tectoniquement le plus élevé,

Fig. 136.



comme le prouve le mince affleurement tithonique qui s'étire de la Baume à la cote 242 du Devois du Fesquet, en passant par le col de la Cyre. Il s'en suit un premier étranglement de la basse topographie liée au Berriasien et au Valanginien, exploité au Costat par le chemin D.4.emb.(f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème,n^{os}1-2). Un deuxième étranglement apparaît, à 2,5 kilomètres au Sud du premier et à 0,5kilomètre du Mas de Simon, qui se réfère aux complications affectant le Sud du "bassin" de Ganges et dont les principales touchent à l'existence du horst-anticlinal du Taurac et du fossé de Montoulieu.

c)-Le horst anticlinal du Taurac, les blocs intermédiaires et les coins amygdaloïdes:

--- Qu'on l'observe depuis le Sud ou depuis le Nord, couronné de lourdes corniches de calcaire Portlandien à faciès tithonique, le Taurac produit l'impression d'un horst de structure subtabulaire, limité par les failles de Laroque et d'Agonès. La réalité est un peu plus complexe. Un premier lieu, il a été établi que les failles-limites prennent un caractère inverso au droit de la cluse de l'Hérault (F.BERNARD,1950,D.L.S. Sc.Montpellier). Par ailleurs, au long de ces accidents, les deux bordures du Taurac sont relevées tectoniquement par des crochons synclinaux (M.GOTTIS, 1957-1964,p.40). Cette disposition est rendue claire sur l'épure de M.SEGURET (1973) du fait de l'affleurement du Berriasien qui se substitue au Tithonique sur la lèvre Sud de la faille de Laroque. Mais l'examen de la coupe naturelle offerte

par la gorge de l'Hérault, démontre que le panneau central obéit à une tendance anticlinale, du reste créatrice d'une figure quelque peu dissymétrique et surtout disharmonique. Aussi peut-on définir avec le Taurac un horst-anticlinal. En rive droite du fleuve, il apparaît que le pli anticlinal en cause est légèrement déversé au Nord. En outre la succession stratigraphique établit la superposition des horizons puissants et rigides du Portlandien et du Kimméridgien aux petits bancs marno-calcaires séquanien. Ceux-ci, véritablement "chiffonnés" (B. VIELZEUF, 1961, p. 68), ont réagi au stress avec une souplesse qui leur a accordé une certaine indépendance par rapport à la lourde chape de Jurassique supérieur qui les enveloppe. A ce niveau stratigraphique élevé, les cassures se substituent au plissement serré. La plupart d'entre elles relèvent d'une étude de détail, utile surtout s'il s'agit de rendre compte de la localisation des nombreux avens et grottes s'ouvrant à la surface de ce massif (une cinquantaine, portés sur la carte hydrogéologique de H. PALOC, 1964). Toutefois, parmi elles, deux cas particuliers méritent de retenir l'attention. L'un est représenté par la faille quasi axiale du massif, recoupant la grande sinuosité décrite par la gorge de l'Hérault et marquée, à son flanc, par une interruption de la corniche sommitale. La lèvre Nord de cet accident est abaissée, mais il est nivelé sur le plateau. Les dispositions qu'il manifeste obligent à concevoir une phase de détente précédant la période de compression que supposent, par ailleurs, les failles-limites inverses et

le coeur anticlinal du Taurac. L'autre fait remarquable concerne la même tectonique en "touche de piano" et la retombée occidentale. Elle affecte essentiellement le Jurassique et s'avère particulièrement nette au contact du Berriasien surincombant, les failles secondaires concernées s'amortissant rapidement au sein de ce dernier étage, comme l'indique la cartographie de M. SAGURET (1973). Les aptitudes différentes de faciès inégalement rigides et massifs, face aux contraintes, se trouvent ainsi remarquablement illustrées. Au contact des mêmes niveaux stratigraphiques, nous aurons à relever les mêmes figures et à les commenter pareillement aux revers des Garrigues de Ceste Blanquier- le Grand Bois et à celui de la Montagne du Coutach (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8).

--- Au flanc Nord du Taurac, les terrains séquanien, kimméridgien et portlandien du massif entrent ordinairement en contact direct avec le Valanginien des environs de Ganges, grâce à la faille de Laroque. Toutefois, autour des ruines du Castellat, au Sud-Ouest de la ferme de Blancard, l'accident bordier se double d'une seconde faille et, entre ces cassures, demeure un compartiment formé de calcaires portlandiens et de marno-calcaires berriasien, tectoniquement plus élevé que le berceau valanginien de Ganges, mais abaissé par rapport au Taurac. Ce "bloc intermédiaire" dont la notion a été heureusement rappelée par B. VIELZUF (1961, p. 68), possède une sorte de réplique sur le flanc Sud, grâce à la convergence, près de la Roquette (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n^{OS} 1-2), des failles d'Agonès et de St-Nauzeille-de-Putois (qui prolonge l'accident-limite Sud de la Séranne), ména-

geant, entre elles, un compartiment valanginien et qui sépare le Jurassique du Taurac et l'Hauterivien du fossé de Montoulieu qui, à l'Est de la ferme précitée, au contraire, vient border directement le massif. On peut voir, à l'Ouest du cours de l'Hérault, les marnes et calcaires marneux de ce panneau, large seulement d'un kilomètre, ployés en un anticlinal doux (15°) dont l'axe plonge à l'Ouest. A partir du niveau de base fourni par le fleuve, l'érosion a d'ailleurs modelé, face à l'Est, un versant courbe évoquant clairement une demi-combe, bien lisible sur la feuille topographique et la photographie aérienne, en contre-bas des cotes 202 et 194, entre Olivet et Valrac. (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS} 1-2). Vers l'Ouest, cette petite unité dessine un "nez plongeant" en direction du Nas de Simon. Au-delà, l'axe du mouvement anticlinal se relève et les couches du Valanginien, puis du Berriasien, viennent mouler l'avancée du Portlandien qui porte l'aven des Combellès. En somme, la "selle" du Nas de Simon prolonge assez directement le mouvement synclinal de Cazilhac - Coupiac, d'orientation méridienne. Toutefois, la cartographie de cette architecture est quelque peu brouillée par les "touches de piano" qu'induisent de petites failles à faible rejet, satellites de l'accident d'Agonès (H. GCTTIS, 1957-64, p. 42).

---- Au Sud de ce petit anticlinal culminant aux cotes 202 et 194 et au Nord immédiat du hameau de Valrac, s'érige, sur quelques centaines de mètres de long et quelques dizaines de

mètres de large, un étroit rocher calcaire aux flancs abrupts, coiffé aux lèvres de la faille de St-Bauzille. L'état de la roche profondément broyée et entièrement recristallisée peut créer un doute quant à son attribution stratigraphique. S'agit-il du Valanginien à faciès miroitant ou du Portlandien à faciès tithonique? Nous ne trancherons pas, remarquant seulement que les auteurs n'ont pas présenté, quant à ce problème, une solution vraiment indépendante de leur conception tectonique relative à la mise en place de cette curieuse lame. C'est le prototype des coins amygdaloïdes dont nous avons déjà rencontré quelques exemples, au long de la faille du Triadou-Croix-Haute (Ruines du Vieux-St-Hippolyte, 294 mètres; les Rocs, 306 mètres - f. du Vigan, 1/25 000ème n^{os} 7-8) et au long de la faille de Laroque-Camlong (quartier d'Autignac, environs des Mas d'Uzac et de la Laroque, f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8); ces derniers s'alignent presque exactement avec l'extrémité effilée Nord-orientale du Taurac.

L'amincissement distal de ce massif résulte de la convergence de la faille de Laroque et, plus nettement encore, de l'accident central et de la faille de St-Bauzille dont le regard est tourné au Sud-Est. Dans la mesure où il sera confirmé que ces derniers conservent, au lieu de leur rencontre, le caractère inverse qu'ils assument dans la partie médiane de leur tracé, on conviendra, avec M. GOTTIS (1957-64, p. 41), que la pointe Nord-orientale du Taurac affecte l'aspect d'une "quille" de navire, le Jurassique supérieur découpé par la convergence en profondeur des accidents chevauchant légèrement le Néocomien au Nord-Ouest comme

au Sud-Est. Au-delà de cette "quille", la faille de Camlong ne sépare plus que deux panneaux synclinaux mais d'élévation tectonique inégale.

Quant aux coins amygdaloïdes, comme les failles inverses, ils expriment fondamentalement un phénomène de compression.

J.GOGUEL (1958, pp.164-170) les a considérés comme des coins extrusifs, jaillissant près de l'axe synclinal, à partir des cassures formées de l'intrados de l'assise portlandienne, plus apte à supporter les efforts que le Berriasien et le Valanginien, là précisément où ils sont les plus violents.

M.GOTTIS (1957-64, pp.41-42) estime qu'on peut faire l'économie d'une géométrie extrusive, d'un type, en fin de compte assez exceptionnel, en considérant les "coins amygdaloïdes" soit comme des lambeaux avancés de la "quille" du Taurac (Jurassiques), soit comme des corps étirés le long du crochon-aval de la faille de St-Bauzille (Valanginien).

Pour M.MEGURET et F.FROUST (1965, pp.88-89) la genèse de ces figures requiert deux phases distinctes: "dans une phase de distension, d'étroits compartiments séparés, par des failles normales, ont pu ensuite être remontés lorsque ces failles ont rejoué en sens inverse dans une phase de compression ... compartiments lamellaires de roches ...(qui)...ont pu être, selon les cas, soit chevauchées, soit remontées"... au cours de cette seconde phase.

Avouons notre préférence pour cette dernière explication qui nous paraît mieux rendre compte des faits locaux (notamment la coexistence des "touches de piano" et des décrochements) et qui présente l'avantage, en en définissant le style, dans le secteur subcévenol, d'intégrer l'orogénie pyrénéo-provençale et la notion morphotectonique, à l'évolution du pays gangeois.

Il va de soi que le fossé de Montoulieu relève d'un épisode de signification toute différente et daté, du reste, comme le résultat d'une manifestation tectonique plus récente.

d)-Le fossé de Montoulieu et ses annexes orientales:

Large d'un peu moins d'un kilomètre, longue de près de douze, cette déchirure s'étend entre les failles de regard opposé de St-Bauzille et du Triadou. Elle relève d'une tectonique en distension qui se trouve bien située dans le temps grâce aux dépôts oligocènes qui y sont conservés. L'on a vu (chapitre I) que les faciès de cette formation corrélatrice se montrent d'autant plus grossiers, de façonnement d'autant plus fruste et d'origine d'autant plus étroitement locale qu'on s'approche des assises supérieures. De ce fait, l'âge aquitanien de la phase principale de l'effondrement ne peut faire de doute.

Au Sud-Est, l'Oligocène ne se trouve pas représenté sur le replat jurassique subordonné au bois de Sauzet, au-delà de la faille du Triadou dont le miroir a été récemment exhumé au long de la Vallée de l'Alzon. Par contre, au pied du Taurac, ce même dépôt

paléogène recouvre fréquemment l'Hauterivien, en discordance. Il pousse, du reste, une avancée au Nord-Est, grâce au petit fossé annexe des Carnes, utilisé par l'Alzon supérieur. On remarquera aussi le lambeau aquitaniens isolé du haut vallon du ruisseau de la Frégère au pied du Castillou de Salle de Gour (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8). Il est donc probable que le graben de Montoulieu, synsédimentaire, s'est progressivement établi, au cours de l'Aquitaniens élevé, aux dépens d'un bassin lacustre beaucoup plus étendu. Son orientation, d'ailleurs, est légèrement oblique par rapport à l'axe du synclinal de Ganges (A. GOTTIS, 1957-64, p. 44).

Les couches oligocènes sont parfois séparées par un accident brisant de l'Hauterivien de la bordure Nord. Cet accident, discontinu ou masqué localement, a été reconnu à l'Ouest du cours de l'Hérault où, affectant l'Oligocène, il est noté sous le nom de faille d'Anglas (v. cartographie de A. SEGUR, 1973 et f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème n^{OS} 1-2). Mais à l'autre extrémité du fossé, le replat des Serres, à l'Ouest de Montoulieu découpé par une série de ravineaux, jalonné par les cotes 279, 279, 291, 303, 283 et développé dans l'Hauterivien, retombe sur la dépression oligocène par des facettes caractérisées, signe indiscutable d'un prolongement ou d'une réplique de la faille d'Anglas. Par ailleurs, les couches détritiques aquitaniennes ne sont pas horizontales: au Sud-Ouest du graben, elles pendent monoclinalement de 15° vers le Nord-Ouest; au Nord-Est, près de Montoulieu,

elles s'inclinent uniformément au Sud-Est; dans la partie centrale, elles "dessinent une vague inflexion synclinala" (M. GOUTIS, 1957-64, p.44). Des arguments existent donc en faveur d'une modeste mobilité post-oligocène.

e)-Indications de chronologie tectonique:

Le schéma évolutif proposé en ce qui concerne le précédent compartiment des hautes Garrigues s'applique sans difficulté au "compartiment" gangeois. Aussi nous bornerons-nous à en rappeler les étapes:

--- Existence de failles de distension Sud-Ouest, Nord-Est ou Ouest- Sud-Ouest, Est - Nord-Est, liées sans doute, à travers la couverture, à une mobilité du socle dont la sédimentation secondaire a permis de percevoir l'ancienne et durable réalité (accidents de Laroque, Agonès, St-Bruzille, le Prindou).

--- Ces dislocations se sont trouvées ensuite impliquées, en ambiance de compression, dans le champs des forces de la tectogénèse pyrénéo-provençale. Ilis, rejeu des failles devenues inverses et marquées par des décrochements qu'explique le fait que le stress Sud-Nord leur était oblique, en forment les manifestations principales.

Les structures ondulées ne sont pas à la même échelle et entretiennent des relations de style différent avec les failles. Le synclinal de Ganges "contient" en quelque sorte les diverses figures qui le compliquent. La répétition des motifs péri-

synclinaux au Nord Est prouve sans conteste qu'il est postérieur aux grandes failles quant à leur phase de distension mais probablement antérieur à la surrection du Taurac et au pincement des blocs amygdaloïdes qui l'accidentent. Au contraire, les crochons synclinaux et le bombement axial du Taurac, le petit anticlinal du bloc intermédiaire valanginien entre Olivet, Valrac et le Mas de Simon, paraissent directement liés à l'activité des failles en compression.

Pout-on aller plus loin ? Nous admettrions volontiers, mais sans certitude, que l'ample synclinal de Ganges est une manifestation de la première crise pyrénéo-provençale de la fin des temps crétacés et de l'aube des temps tertiaires, tandis que les principaux effets de serrage et de décrochement (jeu inverse des bordures du Taurac, plissements dans sa masse comme dans les blocs intermédiaires, coins amygdaloïdes, décalages dans le "monoclinal de bordure") relèvent de la phase paroxysmale de la fin de l'Eocène. L'obliquité maintenue des accidents cassants par rapport à l'axe du synclinal de Ganges paraît être un argument significatif à cet égard, mais les sédiments corrélatifs manquent pour confirmer ce schéma. Si même ils ont existé, leur dispersion ultérieure totale doit faire admettre qu'ils n'ont jamais été très puissants et, par conséquent, qu'en dépit de sa vigueur, le diastrophisme pyrénéo-provençal n'a pas créé, ici, de grands reliefs.

Les déformations des surfaces d'aplanissement viendront d'ailleurs confirmer cette mobilité tardive.

3- Les surfaces d'aplanissement du pays de Ganges;

La mise en place du réseau hydrographique et le karst souterrain:

On connaît les caractères des méplats du pays gangeois: étriqués, isolés, dispersés, suspendus. Quelquefois développés dans les limites d'affleurement d'un seul étage géologique (Taurac), éventuellement déformés dans le sens où pendent les couches (Mont Méjean, commune de Moulès et Baucels), privés de dépôts corrélatifs indiscutables, ils sont fréquemment suspects de ne représenter rien d'autre que des niveaux substructuraux et, de toutes façons, difficiles à dater. Pourtant, ils se montrent localement et significativement étagés. Sans prétendre hasarder des rattachements plus ou moins lointains et imprudents, il reste loisible de tenter, massif après massif, en quelque sorte à titre d'inventaire, une "lecture du relief". L'on verra alors quelles conclusions il est possible de tirer de la confrontation des résultats partiels obtenus.

a)-L'inventaire des méplats d'érosion:

---- Le Bois de Mont Mal en montre trois. Le plus élevé occupe une position sommitale, signalé par des cotes avoisinant 480/500 mètres; il est criblé de petites dépressions karstiques. Ce n'est pas le cas du niveau moyen qui se tient sur le revers de ce massif à structure de crêt, vers 380 mètres, lisible

sur la feuille du Vigan au 1/25 000ème, n^{os} 5-6, et facilement observable depuis l'entrée méridionale de Ganges, à proximité du pont où la Nationale 586 franchit le Moutort. Ces deux aplanissements élevés se développent aux dépens du seul calcaire portlandien de faciès tithonique. Au contraire, un troisième et bas niveau que l'on peut appeler le niveau du Pont, du nom du faubourg occidental de Ganges, implanté en rive droite de l'Hérault, biseaute le Portlandien au Nord, le Berriasien au Sud, autour de 220/250 mètres d'altitude, soit 50 à 60 mètres au-dessus des formations du quaternaire moyen représentées dans la plaine de Brancas-Cazilhac.

--- Dans le massif du Mont Néjan, le bas niveau est bien marqué, qui paraît, du reste, dédoublé en deux replats (voir, coupe ci-jointe). Le replat inférieur, vers la Croix-du-Ventail, en bordure Ouest de Ganges, est une authentique forme d'aplanissement qui biseaute le Portlandien et le Berriasien autour de 180 mètres. Le replat immédiatement surincombant qui se développe modestement en direction du quartier de la Laide, n'est guère étendu que dans le Portlandien, incliné, quoique plus faiblement, dans la même direction que le pendage, d'allure presque substructurale, par conséquent. Toutefois, il porte des altitudes voisines de 230/240 mètres qui sont en assez bonne corrélation avec celles notées sur le bas niveau du Pont, en rive droite de l'Hérault. C'est encore un niveau qui recoupe les bancs du Portlandien, aux dépens duquel il s'est établi, à l'exclusion de tout autre étage, se montrant aujourd'hui incliné dans le sens

de la déformation du "monoclinal de bordure" et d'ailleurs quelque peu dégradé (voir coupe citée ci-dessus) qui se tient au pied du Mont Méjan avec des cotes de l'ordre de 430 mètres.

----- Avec les pentes du Sud-Ouest des Cagnasses, correspondant à la Commune de Moulès et Brucels, soit un secteur de flexuration et de cassures plus énergiques, le replat de 430 mètres perd en étendue: il occupe un espace restreint au Plan de Feuille Morte. Un autre aplanissement limité apparaît, plus haut, au-dessus de 500 mètres, vers les grottes de la Machoire et des Camisards (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 5-6). Ces méplats qui sont entièrement contenus dans l'affleurement Portlandien et ont un style substructural, demeurent peu convaincants. Il n'en va pas de même du niveau de Moulès dont les témoins se retrouvent de 300 à 350 mètres, de part et d'autre de la vallée du ruisseau de Garenne, et qui biseaute le Jurassique terminal et Berriasien, nivelant, de surcroît, la faille du Trou fumant de l'Olivier. Il est déformé, donc antérieur au dernier épisode tectonique, au moins. Sa principale extension prend place hors de la zone des grands chevrons auxquels il a été fait allusion déjà. On peut distinguer, le concernant, des formes de dégradation modestes et des signes de dissection. La dissection est le fait de thalwegs qui n'ont, aujourd'hui, que des écoulements épisodiques mais dont la continuité topographique est généralement remarquable. Toutefois, au Sud et à l'Est du Bois du Patus, deux de ces petits organismes se perdent sur une sorte de pédiment calcaire qui semble esquisser un système de cônes rocheux. Ces formes

sont moins bien venues qu'au Sud du St-Loup et, notamment à l'aval, là où des petits vallons (d'une génération ultérieure) réalisent leur incision, l'allure effilée, ordinaire aux terminaisons de glaciais rocheux, manque de netteté. En contraste avec l'incision franche des thalwegs, ces formes introduisent des processus de dégradation plus modestes, en liaison avec une phase d'écoulements superficiels actifs qui doit remonter haut dans les temps quaternaires. En effet, elles semblent avoir précédé les progrès de l'écoulement souterrain que démontrent, aujourd'hui, de nombreux avens, parmi lesquels d'importantes événements - en relation avec des circulations hypogées ("Trou fumant" de l'Olivier, Aven du Râs de Cazalet-Moulès - f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS} 5-6). La plupart de ces avens s'ouvrent au creux de modestes vallons où se remarquent des placages "d'albarons", cailloutis siliceux émoussés comportant des blocs de tillons granitoïdes ou gréseux (A.B. NICOL et G. VALAT, 1953, pp. 155 et 161). Toutefois, la principale dégradation de la topographie du replat en cause ressortit à l'action de la dissolution subaérienne: pratiquement pas de dolines, interdites par la pente, mais de remarquables lapiés (spitzkarren). L'évolution récente montre donc, et dans le même ordre de succession, des types de dégradation comparables à ceux que nous avons relevés sur toutes les topographies planes et médiocrement habillées de sols, regolithes ou formations superficielles, dans l'ensemble du Bas-Languedoc .

---- Au point de vue des aplanissements, le Laurac demeure énigmatique. Le médiocre plissement de son enveloppe tithonique confère fréquemment à sa topographie sommitale une allure

substructurale. Cependant, ses nombreuses failles (et notamment l'accident médiant) s'y trouvent nivelées et quelques petits quartz y sont éparpillés. Dans le Nord et l'Est, de lourdes croupes atteignent et dépassent quelque peu 470 mètres. Au Sud et à la lèvre gauche de la vallée de l'Hérault, s'étend un espace plan vers 400 mètres. Au Nord et à l'Est de la gorge, autour des Avens de Combo Capel (f.le Vigan, 1/25 000ème, n^{OS}5-6), à la fois sur le Forlandien et sur le Berriasien, se dessine un replat proche de 300 mètres qui ne se retrouve sur la lèvre occidentale que dans le secteur-Sud (Connangles, f.St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS}1-2) et sur le seul Jurassique terminal. Il est difficile de donner une signification précise à ces altitudes, concernant une entité susceptible d'une mobilité tardive dans la zone des compressions du synclorium de Ganges. Faut-il rattacher le niveau de 300 mètres à la surface fondamentale du Bois de Sauzet? et les cotes 400/470, aux hautes topographies de l'aire du Buèges? Nous ne saurions l'affirmer et cependant, comme l'a noté L. UBOIS (1970, pp.43-45), sans une topographie aplanie ou un ensemble d'aplanissements plus étendus et plus homogènes que ne peuvent en donner l'idée les témoins actuels, médiocres et dispersés, l'on ne saurait comprendre la gorge de l'Hérault sciant le Taurac.

---- Les faits sont beaucoup plus clairs, en ce qui concerne le Bois de Sauzet et les secteurs circumvoisins.

Sous la "surface fondamentale" qui couronne le Bois de Sauzet, comme on l'a vu plus haut, et dominant à son tour de

80 mètres la vallée de l'Alzon, s'étend un long, étroit et bas replat "suspendu". Sa largeur n'excède pas, d'un endroit à l'autre, 250 à 400 mètres; en longueur, il atteint 6,5 kilomètres; son altitude se tient vers 215 mètres des abords de la vallée sèche utilisée par la Nalc 586 jusqu'au droit du Gouffre de la Fousse (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS} 1-2); il se relève ensuite lentement vers le Nord-Est (222 mètres face à Vulpiac, f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS} 1-2), s'étrangle aux ruines de Théron près du Château du Triadou (f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS} 3-4), pour s'épanouir de nouveau à 233 mètres, non loin de Pradines (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8).

Les affleurements du Lithonique portent des argiles à galets. L'on pourrait même écrire: des argiles à blocs, en considération des calibres (15, 20, 25 cm de grand axe), tant pour les quartz que pour des débris de roches granitoïdes et cristallophylloïennes- soit une formation tout à fait semblable à celle décrite, **en** contre-haut, sur la surface "fondamentale". Aussi Melle C. COMNET (1973, p. 515) la considère-t-elle comme simplement "éboulée", sans qu'on doive donner à ce mot un sens précis, impliquant un processus défini. On ne peut guère refuser cette origine. La formation superficielle en cause diffère nettement des sédiments du fossé de Montoulieu: malgré la continuité de celui-ci, il est impossible de voir dans le bas niveau du Bois de Sauzet, une surface exhumée de l'Oligocène, bien que ce type de "remploi" nous soit apparu fréquent pour les replats "suspendus" du Bas-Languedoc.

La topographie ne s'y montre pas moins retouchée depuis sa création. Quelques thalwegs élémentaires, à écoulements exceptionnels, descendent, selon la plus grande pente, des hauteurs du Bois de Sauzet et entaillent le bas niveau. Toutefois, deux ou trois drains, nés sur cette pente dominante, se perdent, arrivés sur notre replat, vers les secteurs du gouffre de la Fousse et de l'aven de l'Abbé Piélat. Ils ne retrouvent leur identité que quelque cent à deux cents mètres à l'aval. Ainsi, encore une fois, repérons-nous une sorte de pédiment calcaire, médiocrement couvert d'éléments meubles qui se termine, vers le bas, en forme d'interfluves effilés. Le système de glacis rocheux, ainsi esquissé, sans être aussi typique que celui du plateau du Relais des Chênes, est mieux venu qu'à Moulès.

Des éléments de la couverture précédemment décrite se sont parfois rassemblés dans des dolines. Mais celles-ci sont beaucoup plus rares que sur l'aplanissement fondamental voisin (quelques unités à peine) et toujours formées ou dans un thalweg sec, ou au débouché, sur le "pédiment", d'un drain descendu du haut versant.

Il est très probable que ce bas niveau se retrouve, sur l'autre rive de l'Hérault, formant méplat au sommet de la voûte du petit anticlinal situé entre Olivet et Valrac (cotes 202 et 194 f. St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 1-2). Il est seulement possible que l'aplanissement de 250 mètres qui entoure Valgrand (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8) puisse lui être rattaché. Il s'a-

git, certes, d'un véritable replat d'érosion, biseautant le Berriasien et le Valanginien, d'ailleurs partiellement attaqué, à l'aval, par un ruisseau qui commence à s'y graver. Mais la forme considérée s'inscrit dans le cadre d'un bloc faillé dont on va voir, avec l'examen du secteur contigu de Cousterau-Béjeannes que sa mobilité tardive n'est pas inconcevable.

---- Nous rattacherons au secteur de Cousterau-Béjeannes, les topographies suspendues en contre-haut des "facettes" décrites ci-dessus, dans l'Ouest de Montoulieu: les Serres (279mètres), le Puech (291 mètres), l'Escalière (303,301 mètres), la Perche N°5, les cotes 320/330 du Berre de la Valette qui encadrent un relief résiduel de 361 mètres et encore la butte du Castellat (311 mètres) (f. du Vigan, 1/25 000ème. n° 87-8). A l'Est du petit fossé qu'emprunte la D.108, au Nord du Mas de Domergue, le même niveau se prolonge dans le massif Cousterau-bois de Béjeannes, avec des cotes 300/320 mètres dans le Sud et 350 mètres dans le Nord (351mètres au-dessus de la Baraque; 356mètres au-dessus des Tignargues; 350mètres encore au Puech de Mar, sur l'autre lèvre de la faille de Croix-Haute.

Il s'agit d'un aplanissement indiscutable, bien visible dans le paysage. Du reste, bien qu'il se développe principalement dans les marno-calcaires, moyennement résistants de l'Hauterivien, il a biseauté également le Valanginien supérieur du Puech de Mar et l'Aquitaniens conservé au droit du Castillou de Salle de Gour et actuellement mis en creux, dans le compartiment Ouest de la faille de Croix-Haute qui borde cette butte et qu'il a nivelée. Compte-

tenu de l'altitude (plus ou moins de 300 mètres), par référence à la surface d'érosion du Bois de Sauzet, l'aplanissement de Crusterau-Bois de Béjeannes qui efface le relief crée par un accident ayant joué à l'Aquitanién, peut être précisément daté: il se rattache à la "surface fondamentale" languedocienne.

Mais il est déformé, penchant modérément à l'Ouest et surtout au Sud, ce qui apporte un argument de plus au dossier du dias-trophisme néogène.

b)- L'interprétation chronologique:

Celui-ci conspire, avec les excavations dont ont été victimes les marnes valanginiennes, pour rendre délicate toute reconstruction d'ensemble des anciens niveaux. Il semble, pourtant, que nous puissions, sans forcer la signification des faits, reconnaître: 1)- de hautes topographies aplanies mal définies, 2)- la "surface fondamentale", 3)- un bas niveau plus récent.

A la seconde, nous rattachons, avec certitude, l'aplanissement de Crusterau-Bois de Béjeannes et, avec réserves les replats "moyens" de Feuille Morte et du Bois de Mont Mal. Au dernier, nous attribuons, les niveaux du Pont, de la Laido, de Moulès, le bas replat du Bois de Sauzet et ses satellites cotés 202-194 (entre Olivet et Valrac) et Valgrand.

c)- L'établissement du réseau hydrographique et le karst souterrain:

---- On ne peut faire une réponse simple concernant l'établissement du réseau hydrographique. En raison de la complexité de l'évolution morphotectonique, il convient, en effet, de préciser à quels accidents directeurs ou à quelle déformation, relatifs à l'architecture sous régionale, sont adaptés des cours d'eau qui, du reste, n'appartiennent pas tous à la même génération.

Une première remarque s'impose: les grands organismes, Hérault, Vis, Rieutort (le bassin montagnard de ce dernier étant deux fois plus étendu que celui du Vidourle. A.BANCAL et G.VALAT, Ann.Speleol.,1953,p.150) se montrent indifférents aux grandes failles d'orientation Sud-Ouest, Nord-Est et Ouest - Sud-Ouest, Est-Nord-Est dont on sait qu'impliquées, en compression, dans la tectogenèse pyrénéo-provençale, la plupart d'entre-elles lui sont, en réalité, antérieures. Parmi les organismes mineurs, l'Argentesse inférieure, entre la Cadière et St-Hippolyte-du-Fort, franchit, sans en subir l'influence, la faille de Camlong. Nous verrons ci-dessous que son cours est géologiquement très récent et qu'il s'explique, entre autres causes, par la vulnérabilité des marnes valanginiennes qui occupent les deux lèvres de l'accident précité. Au contraire, les principales rivières n'ont pu s'établir qu'en un temps où les talus d'origine tectonique étaient déjà effacés et non encore rajeunis -- soit sur une surface d'aplanissement.

L'adaptation des tracés est, en revanche, très générale, relativement à la pente d'ensemble inaugurée avec la crise cévenole et accentuée au Néogène et peut-être au Quaternaire ancien, D'où les orientations de l'Hérault, de la Vis, du Rieutort mais aussi du ruisseau de Garenne et de l'Argentesse supérieure, en amont de la Cadière. L'orientation axiale du synclinal de Ganges est telle, dans ses relations avec la dorsale cévenole, qu'Hérault, Rieutort, Garenne et Argentesse abordent sa lisière Nord en rivières orthoclinales.

Seul, le ruisseau de Garenne utilise, sur une distance d'environ 200 mètres, l'accident qui sépare la Montagne de la Fage de l'ensemble Ranc-de-Banes-Fédériou-Cagnasses, pour franchir l'enceinte intérieure du bassin, à l'Est du col du Lac, ne dessinant qu'une méliocre percée conséquente. Les autres formes de cette espèce sont, à l'inverse, majestueuses, avec un encaissement de l'ordre de 200 mètres pour l'Argentesse, de 300 à 350 mètres pour le Rieutort, l'Hérault et la Vis. La vigueur des crêts et l'importance de l'incision linéaire sont telles qu'on peut se demander si la surimposition, à partir d'une surface d'aplanissement gauchie nivellant socle et couverture (aplanissement qui, en fonction des analyses qui précèdent, ne peut guère n'être que la "surface fondamentale"), est un principe d'explication suffisant ou si, par rejeu tardif du "monoclinal de bordure", il ne convient pas de faire, dans un second temps, sa part à l'antécédence. C'est du moins l'avis de P. DUBOIS (1970, pp. 43-45) qui applique encore ce schéma à la percée héroïque de l'Hérault à tra-

vers le Taurac. Le gauchissement modéré que nous avons constaté, en ce qui concerne la surface "fondamentale", l'existence d'un niveau plus ou moins déformé qui lui est subordonné, nous incitent à accepter ce point de vue.

Mais c'est au déblaïement du Valanginien, en liaison avec le niveau de base local commandé par l'incision des canyons dans les calcaires, que les petits organismes doivent leur tracé adapté à une structure, ainsi remise en valeur. C'est le cas du Merdanson qui suit, en roche tendre, la retombée septentrionale du Taurac. De même l'Argentesse inférieure, entre la Cadière et St-Hippolyte-du-Fort, franchit sans incident la faille de Camlong, mettant à profit, entre autres raisons, le fait que les marnes valanginiennes revêtent les deux lèvres de cet accident. Il s'agit là d'organismes mineurs d'une deuxième génération, plus récents que l'Hérault et ses grands affluents dont la concentration se réalise également au creux évidé du synclinal de Ganges. Au sujet de l'Argentesse, l'on verra que l'étude des formes et formations quaternaires nous permettra de fixer un âge à sa basse vallée. Relevant encore de cette seconde génération, confiné dans l'Oligocène facile à déblayer du fossé de Montoulieu, l'Alzon est également adapté.

---- Gorges et percées conséquentes de grande taille surprennent d'autant plus qu'à l'exception de l'Hérault et de la Vis, la majorité des lits fluviatiles se montrent ordinairement à sec. L'étendue du bassin montagnard, le climat actuel ont évi-

demment leur responsabilité dans cet état de fait. Mais l'abondance des pertes, avers-regards, "trous fumants", exurgences, démontre que le karst a joué et joue un rôle hydrologique considérable dans le fonctionnement même du réseau superficiel. Les deux exceptions signalées s'expliquent facilement. L'Hérault est un fleuve "allogène" qui n'a traversé les terrains calcaires que sur 2,5 kilomètres lorsqu'il parvient à Ganges. Encore s'est-il pourvu d'eaux souterraines dans cette courte traversée en raison de la basse altitude de son lit, 150 mètres à peine (A.BANCAL et G.VIALAT, Ann.Spéléol., 1951, pp.71-75). La gorge de la Vis est également très profonde et l'on sait qu'elle écoule des eaux résurgant du Larnac oriental, de ses causses satellites, de la Séranne et du Bois de Mont Mal. Par contre, les autres organismes n'ont d'écoulement subaérien qu'à l'occasion des grandes précipitations, surtout sur le relief. Même le Rieutort ne coule que 8 jours à un mois par an. Lors de la décrue toujours très rapide, l'on peut voir fonctionner les pertes les moins encombrées de blocs et de galets. Or, raison de leur présence, le sous-écoulement alluvial dure peu et le lit demeure mal régularisé: des seuils rocheux séparent des mervilles alluvionnaires plus étendues. Bien entendu, cette situation exprime l'état actuel de sous adaptation climatique des écoulements: ils ne sont guère à la mesure du calibre des lits majeurs ordinaires et du taraudage karstique qui se réfèrent à des épisodes révolus, plus humides, aux cours desquels la circulation hypogée a souvent préparé et quelquefois concurrencé le travail des écoulements linéaires subaériens.

---- Il est donc nécessaire de caractériser le karst
souterrain pour comprendre les conditions qui ont présidé à l'ex-
taille des gorges. Étant de pouvoir citer ici la très abondante
littérature spéléologique consacrée à cette question, nous re-
tiendrons les publications de A.BANCAL et G.VALAT, particulière-
ment l'article bilan de 1953 (p.149-180). Il met l'accent sur
l'importance de la circulation souterraine découverte à partir du
"Trou fumant" de l'Olivier. Cette cavité qui se recommande, entre
autres choses, par un chaos d'énormes blocs (témoins de séismes?),
contient des sables micacés, débris suspendus au-dessus du niveau
du courant. L'eau s'y montre trop fraîche; en saison froide (8,7°
en mars) et trop abondante, pour ne représenter que la concentration
des infiltrations du massif carbonaté: les infiltrations locales
s'additionnent évidemment à des pertes en provenance du Nientort
qui ont, d'ailleurs, été localisées (La Gendarmerie de Gumène, dans
le Bathonien: 165 mètres, le Bourrut, au niveau des bancs marneux
à la base des calcaires sublithographiques de "l'Oxfordien-Séqua-
rien": 180 mètres; le Mas de Lajarre, Séquanien partiellement dolo-
mitisé: 170 mètres; le Mas du Lunet, Tithonique: 150 mètres). Le
fort courant d'air qui règne dans cette cavité se retrouve dans la
plupart des avens, gouffres et grottes du voisinage: il exprime
le brutal refoulement de ce fluide lors des crues; de ce fait, la
circulation atmosphérique hypogée est moins commandée par les
échanges thermiques avec l'extérieur que par les variations de la
mise en charge; d'où le phénomène, répété à plusieurs exemplaires,

du "Trou fumant", par condensation de vapeur d'eau aux issues, lors du contact avec l'atmosphère libre.

Il va de soi qu'une telle circulation ne peut se résumer à celle d'une seule galerie. A.BANCAL et G.VALAT (ibid. p.168) mettent, avec raison, l'accent sur "l'anastomose" et la "complexité" de ce réseau dont ils ont pu constater, par ailleurs, qu'il descend à une trentaine de mètres au-dessous du niveau de l'Hérault actuel. Cette profondeur n'a pas été acquise d'un seul coup, comme en témoignent les puits locaux et, plus loin, diverses cavités du même massif, "fossiles", au sens des spéléologues. Toutefois, le fleuve n'étant séparé du karst souterrain par aucun horizon marneux, compte-tenu de cette profondeur, on ne peut guère concevoir le système hypogée que comme formé de "tuyaux", d'ailleurs atteignant de grands calibres, communiquant entre eux, mais dans un milieu où les fissures ouvertes sont peu nombreuses -- du moins à la bordure interne du berceau synclinal. En effet, à l'amont, l'on passe naturellement, en se rapprochant du socle, au type de massifs où le niveau de base karstique se réfère à un substratum imperméable haut perché au-dessus du niveau de base local épigée. Il est d'ailleurs probable que, plus à l'aval, est atteinte une véritable nappe de fissures. Une coloration ayant été effectuée dans le Rieutort, à Sumène, a permis de déterminer des lieux de sortie dont l'éloignement et la situation sont significatifs et des temps de parcours qui confirment les vues exprimées ci-dessus quant aux styles des dif-

férentes portions du réseau hypogée, sans compter le "Trou fumant" de l'Olivier, savoir (A.BANCAL et G.VALAT, 1943, p.169):

- Les Sourcettes (dans le lit de l'Hérault, 1ère partie de la percée du Taurac), altitude: 131 mètres; dénivellation: 54 mètres; pente: 0,9%; durée du trajet: 5 jours; vitesse horaire: 50m/h.
- La source des Châtaigniers (rive droite de l'Hérault, en fin de la percée du Taurac), altitude: 127 mètres; dénivellation: 58 mètres; pente : 0,85%; durée du trajet: 13 jours; vitesse horaire 21m/h.
- La source de la Vernède (à Brissac), altitude: 108 mètres; dénivellation: 77 mètres; pente: 0,58%; durée du trajet: 537 jours, exactement 12,838 heures.

En outre, la liaison par percée hydrogéologique a été prouvée avec la Foux du Triadou (commune de St-Bauzille-de-Putois), altitude: 153 mètres; dénivellation: 32 mètres; pente: 0,6% (H.l'ALOC, carte 1964).

Ces points de sortie appellent deux remarques complémentaires: d'une part, l'inefficacité des failles limites et de la faille centrale du Taurac, en tant que barrières; d'autre part, l'existence de cheminements karstiques au travers du Néocène du berceau synclinal. Cette dernière assertion vaut pour le Berriasien marno-calcaire, mais aussi pour le Valanginien dont

le matelas marneux est coupé de bancs de calcarénites, à telle enseigne que le Merdanson qui conduit rarement ses eaux jusqu'à la confluence dans l'Hérault, ne les perd pas du fait de la seule évaporation. Des points d'absorption occasionnels sont signalés en ces terrains. (A.BANCAL et G.VALAT, 1951, pp.69-71 et 1953, pp.166-167 et 172) dont nous donnons, ici, les coordonnées Lambert dans le cadre de la feuille du Vigan au 1/25 000ème, n^{os} 5-6: Aven de Baucelles n°2 (X=713,45 ; Y = 183,4); Aven de la plaine de Ginestou (X= 714,8 ; Y= 184,6); Aven du Pin ou de Caoucades (X= 713 ; Y= 183,5); pertes n°1 du ruisseau de Garenne (X= 714,3; Y = 184,05); doline absorbante de Blancardy (X= 715,5 ; Y= 183,5).

--- Il est certain qu'actuellement, dans les bassins du Rieutort, du Merdanson et de son affluent le ruisseau de Garenne. l'écoulement subaérien que maintiennent l'Hérault et la Vis, le cède à une circulation hypogée, gagnant même une trentaine de mètres, en distance verticale, sur le niveau de base du synclinal de Ganges, tel qu'il se trouve défini par le creusement du fleuve principal. L'on peut donc noter une opposition spatiale des types hydrologiques.

Il n'est pas moins certain que les oscillations climatiques du Quaternaire sont à l'origine d'oppositions temporelles d'un ordre assez semblable. Nous nous en sommes expliqué, au plan régional, dans le Vème chapitre de ce travail. Considérons, non sans schématiser quelque peu, aux fins d'application aux systèmes hydrologiques du pays gangecis, le déphasage des phénomènes superficiels

et des phénomènes hypogées. En période interglaciaire (ou interstadiaire) les rivières subaériennes approfondissent leur lit, tandis qu'avec des températures au moins tempérées et pour peu que l'humidité soit suffisante, le concrétionnement progresse dans les cavités. Au contraire le froid, particulièrement accompagné de précipitations élevées (ce qui semble s'être produit au début et parfois à la fin de ses manifestations), s'accompagne d'actions "latérales sur les versants" (établissement de glacis ou de talus d'éboulis) dont les apports, contribuant à "charger" les rivières de débits solides, permettant à celles-ci d'édifier des accumulations alluviales à l'origine des terrasses. Parallèlement, le karst souterrain est l'objet de transformations, en apparence contradictoires: dissolution active par les eaux froides riches en CO_2 qui approfondit le réseau et comblement, du fait des gélifracts produits in situ ou par les apports d'alluvions allogènes, empruntés aux topographies subaériennes, grâce au ruissellement. En réalité, il convient d'opérer une distinction entre les cavités profondes et celles qui se trouvent haut-porche au-dessus du thalweg. Ce sont celles-ci, le plus souvent "fossiles" qui s'emplissent de gélifracts, s'encrassent d'argiles, comme, en d'autres temps, elles se montrent plus facilement obturées par le concrétionnement. Ainsi, dans la concurrence que se livrent la rivière subaérienne et les circulations hypogées, une sorte d'alternance s'établit du point de vue de l'érosion verticale.

Cette concurrence nous paraît concrètement illustrée par l'exemple de l'Event du Roucas, sis en rive gauche de l'Hérault, environ à 800 mètres en amont de Ganges ($X = 709,1$; $Y = 183,5$). Son issue principale, établie sous la Nale 99, à 5 ou 6 mètres au-dessus du niveau d'étiage du fleuve, lui apporte un tribut temporaire. On pénètre dans le système hypogée par un orifice situé un peu plus haut. L'intérêt de cette cavité réside dans l'existence de concrétions encombrant des salles dont les parois se montrent, par ailleurs, polies, qui emprisonnent des galets de granite et de micaschistes et qu'érodent les écoulements actuels. (A. BANCAL et G. VALAT, Ann. Spéléol., 1951, pp. 71-72). Ces particularités semblent devoir s'expliquer par l'évolution suivante :

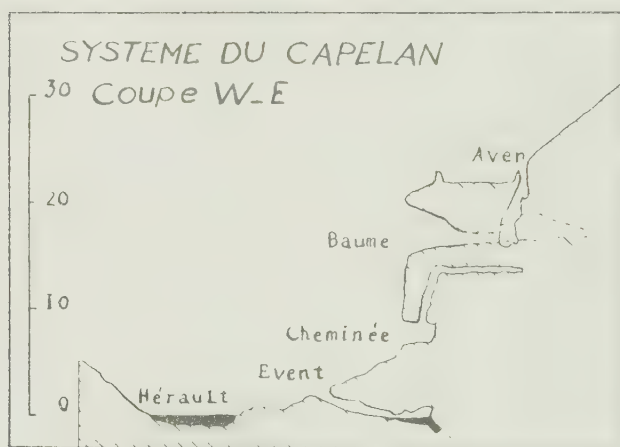
- Creusement d'une cavité qui ne peut remonter bien haut dans le passé, puisque probablement postérieure au replat de la Laide.

- Invasion de cette cavité par des alluvions granitico-micaschisteuses qu'on ne peut qu'attribuer à l'Hérault, roulant ses galets à un niveau plus élevé qu'aujourd'hui.

- Concrétionnement de la grotte emprisonnant les galets dans une période de plus grande chaleur que l'actuelle.

- Corrosion actuelle des concrétions par les eaux infiltrées dans le massif du Mont Méjan .

Nous croyons donc pouvoir admettre, comme annoncé plus haut, que la circulation karstique a tantôt préparé, en affaiblis-



D'APRES A. BANCAL ET G. VALAT

sant les masses rocheuses, la réalisation des coupures d'érosion subaérienne et, tantôt, en a ralenti l'approfondissement. Mais les canyons ne résultent pas, dans leur ensemble, de l'effondrement du toit d'une rivière souterraine; et il est plus facile de noter des stades d'altitude (sinon des étapes chronologiques) dans le développement vertical des cavités qu'au flanc des vallées subaériennes. Ainsi, non loin de l'Envent du Roucas, le système du Capelan (X= 708,6; Y= 183,65) montre, sur une hauteur de 20 mètres au-dessus du thalweg de l'Hérault, trois niveaux de fissures successivement exploitées par la dissolution, le plus bas (et le plus récemment mis en valeur) partiellement occupé par l'eau. On pourrait accumuler de tels exemples dans les gorges du Rioutort, de la Vis, dans la percée héroïque du Taurac où la Grotte des Demoiselles représente un système élevé "fossile" superposé à d'autres cavités. Mais il n'existe pas aux versants des vallées, d'ailleurs partiellement r'égés, de replats correspondants. A l'air libre, l'on ne saisit que les dernières étapes d'une évolution rythmée. En pays gangeois, c'est surtout dans la zone des affleurements néocomiens qu'elles sont intéressantes.

4)-Modèle quaternaire et micro-reliefs du centre du "bassin" de Ganges:

Le berceau Valanginien du "bassin" de Ganges, pour avoir été tectoniquement déprimé et creusé de surcroît par l'érosion, n'admet point la monotonie: les dénivellations de 20 à 30 mètres y sont fréquentes. Elles sont dues à de petites formes variées.

"BASSIN" DE GANÇES : TERRASSES, GLACIS ET MICRO-FORMES D'ÉROSION DIFFÉRENTIELLE.



Petit thalweg
lit ordinaire de
rivière imparc.

Plaine d'inondat.

Terr. du Würm récent.

Terr. principale du Würm.

Terr. du Würm ancien.

Terr. tiziennienne.

Vallon en bergeau.

Vallon en V.

Glacis.

Ravinement et solifluct.

Micro-cuesta.



Les unes, talus commandés par l'érosion différentielle, sont de type structural. Les autres appartiennent au modelé d'érosion et d'accumulation quaternaire (glacis, cônes et terrasses). La mise en valeur par l'homme a tenu exactement compte des possibilités offertes par chacun de ces types distincts, en fonction des caractères de la couche arable qu'ils offraient. Les terrasses et certains glacis meubles portent vignes et labours; les petites hauteurs structurales et les glacis revêtus d'une brèche de consolidation calcaire appartiennent au saltus. Il ne s'agit pas, d'ailleurs, d'une Garrigue très arborée, ni même dotée d'un fort indice de recouvrement du sol. Partout les traces d'érosion actuelle ou très récente sont visibles (bad lands, loupes de solifluction). Là, justement, où la solifluction est active, comprou tenu du recul historique de la mise en valeur, un médiocre paysage l'emporte sur la culture. C'est le cas des têtes de vallons colmatés, mais aussi de certains glacis dont la couverture se réduit à un discret pavage. Sur les pentes de raccord de ces glacis avec les reliefs dominants, pour peu que le tapis végétal ait cédé, la gully érosion a imposé ses griffures. La variété des microformes n'est pas telle, cependant, qu'elle interdise un classement sectoriel. La partie occidentale du berceau synclinal où se réalise la concentration hydrographique gangeoise est fondamentalement le domaine des terrasses. Bien que celles-ci apparaissent encore, très modestement, dans la partie centrale, cette dernière montre surtout une association de formes

structurales et de glacis. Dans la partie orientale, qui se rétrécit au pied du massif du Bois de Béjeannes-Cousterau, les formes structurales s'imposent surtout dans la définition du cadre de la dépression; au coeur de celle-ci, elles se font moins nombreuses et plus effacées, laissant la place à une étendue plane où les vallées s'inscrivent mal mais que dominent les cônes de déjection établis au pied des Cagnasses et du Causse. Des enseignements qu'on peut tirer de ce coup d'oeil d'ensemble, résulte le plan de l'analyse que nous proposons (v.F.AZEMA, Mem. maîtrise Géog. Montpellier, 1971, 78p.).

a)-Le Secteur Ouest- le domaine des terrasses:

Ce sont celles qui accompagnent le Rieutort qui fournissent l'ensemble le plus complet. Elles nous aideront à mieux comprendre le système de l'Hérault et du Merdanson inférieur.

---- Les terrasses du Rieutort:

(1)- Le très bas niveau:

On peut l'observer commodément à 150 mètres d'altitude absolue, à proximité du pont que franchit, à la sortie de Ganges et en direction de St-Hippolyte-du-Fort, la Nale n°99. La terrasse en cause occupe la convexité d'un petit méandre, à l'Ouest d'une usine indiquée par la feuille du Vigan au 1/25 000ème, n^{os} 5-6. Plane, elle domine le lit majeur ordinaire de 1,5 à 1,8mètre. Sa surface est livrée à la friche ce qui indique une certaine proportion de matrice fine. Pourtant, les coupes observables montrent

l'écrasante majorité de galets dont se compose ce dépôt. Quelques uns sont altérés (schistes pourris, quartz cariés dont les lignes de faiblesse sont soulignées par des films d'oxyde ferrique, calcaires poreux): ils restent, néanmoins, l'exception. L'ensemble des galets se montrent remarquablement frais, y compris les très vulnérables palets schisteux au très fort indice d'aplatissement. Les échantillons altérés résultent donc d'un remploi. Du reste, l'évolution pédologique de cette nappe alluviale est très faible.

Vers le haut, on découvre un petit colmatage au niveau des racines; le plus souvent, la matrice fine s'y organise simplement en agregats sous l'influence de l'humus. Beaucoup plus bas, à la partie inférieure de la coupe, quelques concrétions blanches de calcaire pulvérulent enveloppent les galets. Mais, en raison de la nature du massif dominant et de la dureté ordinaire des eaux, l'on peut y voir davantage la conséquence d'un simple phénomène karstique, différé par ~~crypto~~-écoulement dans la nappe alluviale, qu'un fait pédologique entraînant l'amorce d'un horizon Bca.

Par ailleurs, l'on peut relever en place, parmi les galets, de la brique et des os qui ne portent pas de signe de fossilisation. Un horizon noirâtre et charbonneux, à quelques décimètres de la surface, correspond aux traces d'un feu.

Il s'agit donc, sans conteste, d'une terrasse subactuelle, élément du lit majeur exceptionnel du Rieutort.

Bien que l'émoussé (qui fait défaut aux blocs, mais apparaît avec les calibres décimétriques pour s'affirmer avec les petits galets) montre que l'origine de la quasi-totalité des matériaux soit à rechercher dans les débits solides du Rieutort, un détail permet d'identifier l'apport complémentaire et minoritaire des versants. On observe, en effet, parmi les pâles lentilles du dépôt, une passée de cailloutis anguleux (de 7/8 à 2/3cm de long) emballés dans une matrice de teinte jaune un peu cuivrée: autre variété de remploi qui n'infirme en rien la conclusion proposée ci-dessus.

(II)- Le bas niveau:

Apparaissant en contre-haut du précédent, il s'étend en largeur, de l'usine pré-citée jusqu'au virage de la Nale 99 et, en longueur, on peut le remonter jusqu'à l'entrée de la gorge du Rieutort, proche de la Baraque. Sa surface dont la planité est peu altérée, se tient entre 158 et 155 mètres, largement complanée de vignes.

Cette terrasse manque de coupes. L'observation superficielle, quelles que soient ses insuffisances, montre un ensemble de cailloutis très hétérométriques, mais bien émoussés où les échantillons altérés sont l'exception, de sorte qu'on peut les considérer, là aussi, comme remployés. La matrice qui enveloppe ces galets est de teinte claire, sableuse et très abondante.

Faute d'un examen de la tranche verticale du dépôt, il n'est pas question d'apprécier le degré d'évolution pédologique. Toutefois, la position altitudinale, par référence au niveau du lit ordinaire, la médiocre altération des galets, leur hétérométrie, la relative abondance de la matrice terreuse nous incitent à reconnaître, dans cette forme, d'ailleurs peu étendue, la basse terrasse du Würm récent, telle que nous l'avons identifiée et définie en bien des vallées du Bas-Languedoc.

Nous la retrouvons encore, à des altitudes équivalentes, en amont de Ganges, sur l'autre rive du Rieutort, en contrebas de la cote 213, au Nord de la Laide, et, proche du confluent de cette rivière dans l'Hérault, à l'aval, et vers 150 mètres, aux Calquières.

(III)- Le niveau moyen:

C'est la forme la plus spectaculaire de la série du Rieutort. Développée depuis la grande boucle de la voie ferrée jusqu'à la cote 160 portée sur la D.155, elle montre une assez belle extension et vient dominer directement le Rieutort au lieu-dit le Tirondel (où l'affleurement du Valanginien marneux gris clair sous les cailloutis rougeâtres montre son appartenance au type étagé), tandis qu'au Nord et au Sud de ce point, elle en est séparée par les bas niveaux. Son altitude se tient vers 175/170 mètres s'abaissant, au Midi, vers 160 mètres. Soit un commandement de 15 à 20 mètres environ, par rapport au lit mineur du Rieutort. Elle s'interrompt, à l'Est, à la coupure de la vallée

de l'Aubanel, affluent du Mardanson. Sa surface n'est pas intacte, accidentée par un vallon aujourd'hui cultivé et à peu près privé d'écoulement qui naît insensiblement au tènement des Broues pour se raccorder avec la terrasse basse de l'Aubanel.

Observée du Pont où la Nale 586 franchit le Rieutort, cette terrasse a grande allure. Toutefois, les coupes que l'on rencontre au long du chemin qui mène de la Gare au puits du quartier d'Aubanel, ne manquent pas non plus d'intérêt. Là, la formation superficielle présente deux niveaux sur une épaisseur d'ordre métrique. A la base qui n'atteint pas le substrat valanginien, le cailloutis rassemble des galets dont la nature calcaire et schisteuse explique l'aplatissement mais qui s'avèrent, par ailleurs, assez bien émoussés, avec des diamètres de 2 à 3 centimètres. Serrés, ils laissent peu de place à la matrice fine, sableuse et teintée d'un brun rouge assez sombre. Au-dessus, le cailloutis montre moins dense, de calibre plus grossier (7 à 10 centimètres de grand axe), moins aplati et de façonnement plus fruste, souvent dépourvu d'émoussé, noyé enfin dans une matrice sableuse abondant un peu plus claire. Il semble que deux phénomènes aient contribué à cette différenciation: 1)- le phénomène sédimentaire, par la superposition d'un lot de matériaux de versant à une nappe d'alluvions véritables; 2)- un phénomène pédologique, avec un horizon superficiel légèrement lessivé (du reste bouleversé par le labour) et un horizon plus profond, sinon nettement colmaté, du moins marqué par une certaine accumulation ferrique.

Ce phénomène intéresse essentiellement la phase fine. Le cailloutis calcaire est d'aspect frais. Les éléments granitoides ne montrent qu'une faible altération; il en va de même pour les schistes qui, à cet endroit, ne sont que faiblement représentés.

La bonne conservation des galets, le degré limité de l'évolution pédologique ne nous incitent guère à "vieillir" ce dépôt. Son altitude au-dessus du thalweg du Ricourt peut paraître assez importante. Mais la terrasse est très proche du confluent dans l'Hérault, de sorte que c'est par rapport au fleuve que le chiffre (15 à 20 mètres) doit être apprécié. L'on sait que l'incision linéaire de cet organisme s'est ordinairement montrée vigoureuse. Nous proposons donc de considérer cette moyenne terrasse comme représentant le principal niveau würmien.

(IV)- Le niveau supérieur :

Il est identifiable vers 200 mètres, dans la petite colline du Puech.

Dans la coupe, proche de la voie du chemin de fer, c'est la couleur qui frappe d'abord. Elle est due à une matrice sableuse ocre-rouge assez sombre, mais aussi à la patine d'une partie des galets, en particulier des galets non-calcaires. Ce stock de cailloutis, hétérométrique, se laisse diviser en deux phases d'inégale importance. On ne compte que quelques dizaines de galets de plus de 7 centimètres de longueur, par mètre carré délimité sur la tranche observable: ce sont, classiquement, les moins bien façonnés.

En revanche, défilant tout comptage, les petits galets, de moins de 2 centimètres de plus grand diamètre et pourvus d'un émoussé élevé, constituent l'élément majoritaire. Parmi ce dernier lot, les calcaires revêtent le faciès morphométrique des palets (indice d'aplatissement : $\frac{L + l}{2 E} = 2,4$, pour les dimensions centimétriques). Comme ils sont aussi émoussés, il semble que l'on doive admettre: 1)- le débit de palets de gélifraction; 2)- leur incorporation à la masse alluviale après un transport de quelques kilomètres ou plus par la rivière. Si, en effet, le Rieutort se trouve en contrebas de ce niveau, il paraît à peu près certain que l'Hérault a contribué à cette accumulation avant la fixation définitive du confluent. La même remarque doit valoir pour le niveau précédent.

C'est surtout l'état de conservation des galets qui permet de se faire une idée de l'ancienneté du dépôt. La plupart des calcaires montrent un état de fraîcheur qui ne surprendra pas (v.chapitre V). Mais les schistes métamorphiques sont pourris, ayant libéré du fer et créé "de petits nids très rouges" (F.AZEMA, 1971 p.31) qui représentent leur ultime "fantôme". Quant aux roches granitoïdes, fortement altérées, elles "s'effritent dans la main" en arène (ibid).

Il n'est pas possible de distinguer clairement la part d'apport pédochrome et le rôle de la pédogenèse réalisée in-situ, dans l'évolution très prononcée de la matrice, car la forme de la terrasse n'est pas conservée; le dépôt se réduit à une butte aux

flancs ébouleux où la stratification fluviatile originelle ne se lit plus guère, tandis qu'on peut relever quelques guirlandes de cryoturbation. C'est par une pente de raccord qu'on passe de ce haut niveau au moyen, alors que les terrasses plus basses se trouvent généralement limitées par un net balcon.

Compte-tenu de tous ces caractères, nous pensons que le haut niveau du Rieutort doit être rapporté au Riss.

---- Les terrasses de la rive droite de l'Hérault:

Les dispositions en sont claires et paraissent permettre une corrélation aisée avec l'ensemble du Rieutort.

(1)- La plaine d'inondation actuelle:s'étend largement, en rive droite de l'Hérault, autour du Château (145 mètres à l'as-
mont, 140 mètres à l'aval).

(11)-Le niveau de la Baraquette:

On le repère au-dessus du précédent, entre 150 et 155 mètres; contrairement à celui-là qui montrait une plaine mal drainée avec quelques levées périphériques, il est conquis à la culture. Faute de coupes commodas, c'est dans les vignes qu'on peut se faire une idée du matériau alluvial. La matrice y apparaît claire et assez abondante. Le cailloutis est hétérométrique. L'émoussé et l'aplatissement atteignant des valeurs élevées pour les petites tailles. La similitude doit pouvoir être acceptée avec le bas niveau du Rieutort que nous attribuons au Würm récent.

(III)- Le niveau du Nord de Cazilhac:

Il constitue le témoin le plus intéressant de cette rive droite. Développé depuis Brancas jusqu'au Sud de Cazilhac, il atteint 165/170 mètres. La coupe, observable aux premières maisons de Cazilhac rencontrées en venant de Ganges, au long de la D.4, révèle une matrice argilo-sableuse durcie d'un rouge assez sombre enrobant des galets assez hétérométriques mais où les calibres de 5 à 10 centimètres de grand axe sont assez abondants, nettement orientés dans le sens de l'ancien courant ce qui exclut tout remaniement ultérieur du dépôt. Par place, des "paquets schisteux" décomposés et de taille décimétrique interrompent sa régularité. Ils évoquent moins les transports par radeaux de glace dont il semble qu'on ait abusé comme processus justificatif de semblables phénomènes en Bas-Languedoc, mais, plutôt, l'étalement des courants de chasse et impetus à haute compétence qui parcouraient les gorges en amont de Ganges.

L'état de conservation des galets n'est bon que pour les calcaires. Les granites sont désagrégés et leurs feldspaths kaolinisés, y compris les feldspaths orthoses. Les micaschistes sont pourris. Les quartz eux-mêmes sont cariés et teintés de films d'oxydes ferriques. Néanmoins c'est le faciès quartzeux qui est statistiquement le plus représenté comme il convient dans un stock alluvial appauvri "par altération, avant dépôt"

Curieusement, l'évolution pédologique n'est pas très poussée. Cependant, on note un pâlissement de l'horizon supérieur,

sur un ou deux décimètres. (chiffre faible qui ne peut être interprété qu'en tenant compte du phénomène de troncature, en partie anthropique); d'autre part les horizons inférieurs sont non seulement plus fortement colorés par le fer mais connaissent un certain colmatage argileux.

Au total, pour un sédiment initial peu différent, cette terrasse paraît plus récente que celle du Puech, mais bien que s'alignant sur une altitude comparable, elle offre un cachet un peu plus ancien que celle du Mirondel-les-Broues. Elle nous paraît donc relever d'un Würm relativement ancien.

C'est à peu près au même niveau que s'arrêtent, en bas de pente, les cailloutis périglaciaires de versant à cimentation bréchique des vallées de l'Hérault et de la Vis, en amont de Ganges, et qui sont aussi würmiens.

b)-Le centre du berceau synclinal: micro-reliefs structuraux, glacis et glacis-terrasses de petits vallons:

--- La vallée du ruisseau d'Aubanel:

Ce petit affluent du Merdanson se caractérise par son tracé coudé à la hauteur de la Lavagne: ainsi doit-on étudier successivement le segment amont, orienté Est-Ouest et le segment aval, subméridien.

(I)- Le segment amont de la vallée de l'Aubanel:

Il prend naissance, près de Grand Camp et sous les hauteurs de l'Eglisette (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 5-6) avec la confluence

des écoulements, aujourd'hui épisodiques, de deux "combes". On désigne ainsi, en pays gangeois, des têtes de vallons en berceau, aux flancs très adoucis, où le thalweg commence à peine à manifester une discrète incision axiale. Celle-ci révèle l'empâtement de ces combes par 1,8 à 2 mètres de colluvions. Le processus dominant est, ici, la solifluction qui s'est exercée aux dépens d'une abondante matrice marneuse, faiblement mais indiscutablement colorée en ocre jaune (donc altérée par comparaison avec la marne valanginienne qui en a fourni la matière première) et emballant des cailloutis non émoussés relativement peu nombreux. Un ruissellement diffus a régularisé la surface de ce dépôt, selon une topographie concave de pente très modérée, protégée un temps par un pavage de galets épars, antérieur à l'entaille du thalweg dont les progrès se poursuivent actuellement. Le phénomène de colluvionnement n'est donc guère ancien. En Bas-Languedoc, ce processus se montre actif à la fin de la dernière période froide et au post-Würm. Les effets du froid fini-würmien mais aussi de l'humidité de la période "atlantique", peuvent en rendre compte (prolongés par le défrichement néolithique), en fonction du rôle joué par les fentes de dessiccation, favorables à la pénétration des eaux pluviales comme à l'accentuation, en profondeur, des effets des cycles gel/dégel. En bref, une datation fini-würmienne et post-würmienne de ce colluvionnement est probable et coorespond, du reste, à sa position topographique au-dessus de l'entaille récente.

A quelques cent mètres à l'aval de la confluence des deux petites "combes" de tête de vallée, l'entaille du thalweg atteint

les bancs du Valanginien en place, inclinés d'une dizaine de degrés. C'est ainsi que, progressivement, vont se dégager, vers l'Ouest, des formes micro-structurales. Toutefois, elles n'intéressent que la rive gauche du ruisseau d'Aubanel dont la vallée, jusqu'au coude de la Lavagne, est caractérisée par la dissymétrie de ses flancs.

Le flanc gauche est dominé d'une quinzaine de mètres par la cuesta de Jalaguière dont le double ressaut est soutenu par deux bancs de calcarénites. Le versant gauche de l'Aubanel, à cet endroit en position orthoclinale, se limite donc au front de cette micro-forme, large de quelques mètres, avec un commandement d'une quinzaine de mètres à peine. Son sommet est marqué d'un étroit méplat vers 180-200 mètres et le revers, largement développé au Sud, avec une pente inférieure au pendage, est légèrement attaqué par des drains subparallèles et peu hiérarchisés qui confluent dans le Merdanson. L'on voit aisément que tous ces éléments dérivent de la dégradation d'une sorte de plan incliné, glaciais aujourd'hui démantelé, qui prenait appui sur le gradin calcaire de Moulès, à partir de quoi a été réalisé le dégagement de la cuesta.

La rive droite de l'Aubanel, entre le Grand Camp et la Lavagne, constitue un large plan incliné, très régulier, qui s'élève doucement jusqu'au talus du calcaire de Moulès, mais à une altitude inférieure à celle de la paléoforme démantelée dont nous venons d'invoquer la nécessité, puisqu'il se tient entre 170 et 175 mètres. Bien visible dans le paysage, il est nettement inter-

prété, grâce à l'écartement important et régulier des isohypses, sur la feuille du Vigan au 1/25 000ème, n^{os} 5-6. Les particularités de l'hydrographie ne le dénoncent pas moins: on y perd à peu près la trace de l'écoulement de la combe Jeannette, thalweg à fonctionnement temporaire vigoureusement inscrit dans les calcaires marneux du Berriasien; de même, il semble que les eaux de la Combe des Lèques, également entaillée dans la bordure du synclinal, aient talayé la basse topographie aplanie de l'affleurement valanginien, orientées un temps vers le coude de l'Aubanel, avant d'adopter la direction de l'Cuest en creusant, vers le Ricourt, un petit thalweg d'ailleurs aujourd'hui à sec. ¹roche de la Lavagne, en tous cas, une source permet à un petit écoulement, vite perdu, d'amorcer une courte vallée confluant dans l'Aubanel et dont la direction paraît prolonger la combe de Lèques.

La couverture de cette topographie aplanie est significative: une matrice fine sableuse de teinte claire et très abondante, incluant un cailloutis relativement peu dense, hétérométrique et anguleux où les dimensions centimétriques et le façonnement propre aux gélifracts sont majoritaires, le tout sans évolution pédologique marquée.

D'autre part, cette forme s'achève en très basse terrasse à 2 ou 3 mètres au-dessus du thalweg actuel de l'Aubanel. Il s'agit donc d'un glacis-terrasse que tout conduit à situer au Murmien et dont la regradation s'est sans doute prolongée jusqu'au Murm tardif.

(II) - Le segment aval de la vallée de l'Aubanel:

Trois traits le caractérisent:

-Sa direction méridienne: elle résulte apparemment d'une conquête effectuée à partir du niveau de base déprimé du Merdanson. Mais, en réalité, il ne s'agit sans doute pas du résultat d'une capture. A notre sens, ce tracé subméridien n'est rien d'autre que le segment inférieur de l'écoulement de la combe des Lèques qui s'est maintenu et gravé sur place, alors qu'aux environs de la Métairie-Ecole de Moulès, le flux d'amont se déversait vers le Rieutort. Le déversement s'expliquant par l'indécision du drainage sur le glacis würmien de la rive droite de l'Aubanel est, en conséquence, très récent.

--Son allure symétrique: elle s'explique par l'orientation cataclinale du thalweg inférieur (cas naturellement opposé à la dissymétrie du segment supérieur orthoclinal); elle se traduit, dans le paysage, par l'égal développement, exactement comparables en rive gauche, comme en rive droite, de deux petits glacis terrasses, larges à peine de 50 mètres, encadrant un thalweg incisé, plus étroit encore, et dominés par la butte structurale du Mas de Colette (175mètres).

--- Son âge récent: on l'établit aisément par la continuité et l'identité du glacis-terrasse de rive droite avec celui d'âge tardi-würmien, qui a déjà été caractérisé entre Grand Camp et la Lavagne. Seule originalité dans ce secteur subméridien de la

Vallée de l'Aubanel: le remploi de quelques cailloutis plus altérés, descendus de la moyenne terrasse du Neutort sise à 20 mètres au-dessus.

Signalons, enfin, qu'au même très-bas niveau, appartient la terrasse à peu près continue du Merdanson inférieur, développée sur les deux rives et dont on peut, pour la rive droite de cette rivière, s'assurer de sa correspondance avec celle d'un niveau d'Aubanel.

--- La Vallée du ruisseau de la Garenne et son environnement:

Le bassin de l'Aubanel est séparé de celui de la Garenne par un ensemble de hauteurs, culminant au Nord à 261 mètres, près de l'Eglisette, puis s'étalant plus largement, en direction du Sud, vers 230/220 mètres. Elles sont séparées entre-elles par de courts vallons d'orientation méridienne dont les écoulements épisodiques vont au Merdanson. Ce début d'entaille a permis le dégagement des minces bancs de calcaires graveleux inclus dans les marnes valanginiennes. Aussi les interfluves prennent-ils l'allure de croupes structurales où la mise en valeur des micro-corniches révèle la faiblesse du pendage dans cette partie du biseau du synclinal de Ganges (cf. Serre de Vialaure et serre coté 219-223. A cet égard, le dessin que propose la feuille topographique du Vigan au 1/25 000ème, n^{os} 5-6, est extrêmement expressif.

Sur la partie moyenne des versants, triomphant souvent de la médiocre résistance des bancs de calcaires graveleux, se

sont imposés des bad lands, occupant une tranche verticale d'ordre décimétrique. Ils sont bien évidemment liés au faciès du Valanginien inférieur, à la pente et à la réalisation d'une certaine concentration des écoulements qui leur a interdit de mordre sur les hauts des croupes où, précisément, cette condition nécessaire n'est pas réalisée. Leur localisation préférentielle sur les versants Sud et particulièrement dans la partie occidentale de ces derniers, notée par F. AZEMA (1971, p. 52-53), doit résulter partiellement d'un avantage climatique tel que des conditions favorables au ruissellement de dégel, permettant sa concentration; mais, à notre sens, cette implantation ramène surtout aux données de l'affleurement lithologique des marnes et surtout de la pente, optimales dans ces orientations. Car, entaillant à la fois les versants et les glacis würmiens qui prolongent ceux-là, mettant ainsi en évidence le déséquilibre de ces formes héritées, ces bad-lands se définissent comme des formes tardives d'érosion accélérée, du reste relativement évoluées. La vigueur de l'entaille, profonde de quelques mètres, a fixé les écoulements, sans toutefois interdire une certaine hiérarchisation des micro-thalwegs. Leur caractère médio-cement fonctionnel, aujourd'hui, les oppose à la fixité du glacis-cône de la Garenne.

Ce glacis-cône est typiquement une forme d'épandage, liée aux divagations du ruisseau de la Garenne. Comme on aura l'occasion de le préciser ci-dessous, la puissance de la formation détritique, ainsi distribuée, n'est pas suffisante pour risquer le terme de glacis d'accumulation. Mais il y a eu, cependant, colma-

tage d'un vallon situé entre les Serres de Vialaure et des cotes 219-223, en-dessous des reliefs structuraux qui ont été précédemment cités. Des éléments du glacis sont repérables, en outre, dans le terroir de la Vignasse et sur la rive droite du Merdanson, à l'aval immédiat de la ferme de Blancardy. L'origine de l'épandage se situant au débouché des Garrigues calcaires de Moulès et Baulcels, entre les Avens de la Carrière et le Château de Ginestous, l'on voit que les dimensions de l'épandage sont considérables, jalonné qu'il est, sur presque toute la largeur de l'affleurement du Valanginien inférieur, par des lambeaux consolidés en brèche par un ciment calcaire. Toutefois, ce n'est là qu'un des aspects de ce modelé aérotaire qui admet encore des éléments de couverture meuble: d'où les trainées de vignes du vallon colmaté pré-cité et du terroir situé au Sud de Ginestous, de l'autre côté du thalweg actuel du ruisseau de la Garenne, bien visibles sur la photographie aérienne, comme sur la carte topographique au 1/25 000ème du Vigan, n^{os} 5-6.

- La tête du glacis, à 230 mètres, constitue le cône proprement dit, étroit de quelques dizaines de mètres et vigoureusement entaillé par le ruisseau de Garenne, au sortir de la petite gorge rocheuse grâce à laquelle il incise le Tithonique et le Berriasien. La forme en est classique: profil transversal convexe et profil longitudinal très légèrement concave avec uniformisation progressive de la pente à l'aval, de sorte qu'on peut dire que le passage du cône initial au glacis est à peu près réa-

lisé dès que se trouve franchie, vers le sud, la Nale 99.

L'apport détritique du ruisseau de la Garenne repose directement sur le calcaire marneux berriasien, sous la forme de cailloutis consolidés en brèche sur environ 2 mètres d'épaisseur, disposés en lits puissants de quelques décimètres, très résistants sous le marteau et assez continus. On observe ce dépôt consolidé à quelques mètres au Nord de la Nale 99, sur le chemin conduisant aux Oliviers, notamment à proximité du pont franchissant la voie ferrée. Le cailloutis exprime le spectre lithologique des Cugnasses et, moindrement, de la Montagne de la Fage -- soit le seul bassin du ruisseau de Garenne. Quelques blocs tithoniques sont répartis dans une masse majoritaire d'éclats à peu près totalement privés d'émoussés, de moins de 5 centimètres de long, où les gélifracfs caractérisés ne sont pas rares. Ce matériau porte des signes d'altération et se trouve coloré d'oxydes métalliques par l'extérieur des grains. Enfin, il est consolidé par un ciment calcaire clair résistant. On trouve également des poches décimétriques colmatées d'un limon sable-argileux. Il s'agit de l'occupation des vides, y compris les vacuoles de dissolution, par des éléments meubles et fins venus d'un niveau libre superposé à la couche d'induration.

Un peu à l'Est du pont pré-cité, la tranchée du chemin de fer montre la brèche supportant cette formation meuble: sur 0,3 à 1,2 mètre, des cailloutis de même origine, peu roulés à anguleux et hétérométriques y sont emballés dans une matrice sablo-argileuse d'un ocre vif.

-- Au Sud de la Nale 99, là où le glacis succède au cône, par abaissement et régularisation de la pente, et jusqu'aux abords du Mordanson, l'on peut constater, à la manière d'une mosaïque, l'alternance des affleurements bréchiques et des placages meubles. Aux premiers correspondent des espaces sans culture, livrés à une végétation indigente. Sur la brèche nue, un pavage pauvre de cailloutis hétérométriques dont quelques blocs. Ses témoins permettent d'apprécier la dénivellation (de 210 à 190 mètres) et la pente (variant de 3,4 à 2%). Les entailles réalisées par le ruisseau de Garenne et par le Mordanson montrent la diminution de puissance de cette dalle bréchique, réduite à 0,8 à 0,6 mètre. Sur la tranche apparaissent quelquefois des galets brisés, signe d'actions gelives postérieures au dépôt et, sans doute, à la cimentation. En rive droite du ruisseau de Garenne, elle forme saillie en encorbellement au-dessus du lit ordinaire. Sur le flanc Nord de la Vallée du Mordanson, elle dessine une micro-corniche. Il est aisé de se persuader que sa solidité, assurant la bonne conservation de l'ensemble de cette forme héritée, rend compte de l'extension importante qui est la sienne dans le paysage.

La formation meuble à cailloutis correspond aux aires mises en culture. Tantôt elle se comporte en couverture de la dalle bréchique, tantôt elle s'installe à la faveur de ses lacunes. Sa puissance, en général voisine de 0,4 à 0,8 mètre, n'est pas constante et elle se dispose casuellement en poches. Mais elle est toujours aplanie en surface. Localement entaillée par le ruisseau de la Garenne, au même titre que la brèche, elle y forme un balcon

de micro-terrasse: à cette occasion, on peut voir des galets alluviaux émoussés passer aux cailloutis anguleux qu'emballent ordinairement sa matrice argilo-sableuse rutilante. Elle répond donc à la définition d'un glacis-terrasse.

--- A l'aval du ruisseau de la Garenne, à partir du tènement de la Vigne, la brèche s'éloigne du lit et laisse place à un niveau de terrasse déprimé de quelques mètres par rapport aux deux formations précédentes, s'inclinant de 190 à 185 mètres. Des cailloutis apparaissent à la base d'une coupe que l'on peut suivre sur toute la longueur du lit qui l'entaille directement, presque jusqu'au confluent dans le Merdanson, de 1,8 à 2 mètres. Plus haut, des alternances de cailloutis et de limons, mais avec une très forte prédominance de cette matrice fine dont on peut compter jusqu'à trois passées successives, assez continues, où elle est à peu près seule représentée. Parmi les galets de très médiocre émoussé dont la plupart sont blancs, apparaissent quelques éléments de remploi potinés, assez fréquemment groupés vers le sommet de la coupe. La matrice fine est extrêmement homogène et, toujours dans la partie haute, nous avons pu recueillir, en place, un os nullement fossilisé et de la poterie. Le colluvionnement récent a donc joué un rôle dans l'accumulation, mais il n'est pas sûr que la base ne relève d'une plus grande ancienneté. Elle est, en effet, affectée par des signes discrets de pédogenèse: légère accumulation calcaire (Bca) et plus forte proportion de fer colorant davantage les limons inférieurs, peut être un peu plus argileux (3t).

----- Tout à fait à proximité du confluent prend place, comme d'ailleurs à l'aval du vallon situé immédiatement à l'Ouest dont le colmatage bréchique a été défoncé par le ravinement, un troisième niveau, d'extension latérale très limitée et d'un commandement de 0,7 à 0,8 mètres seulement sur le lit ordinaire. Cailloux et matrice fine n'y sont pas colorés. Mais une fine couche de limon rutilant peut le recouvrir, laisse des crues actuelles, qui montre que cette médiocre forme n'est pas distincte du lit d'inondation.

En résumé, si nous remontons les niveaux que nous venons de descendre, nous aboutissons au classement suivant:

(1)-Une très basse et petite forme d'aval, simple élément subactuel du lit d'inondation.

(2)-Pour la terrasse "limoneuse" du ruisseau de la Garenne, à hauteur de la vigne, nous la rattachons au Murmien récent à cause des caractères de la partie basse de l'accumulation. Mais il va de soi que la tranche supérieure, pédochrome, très fortement limoneuse, résulte d'un colluvionnement holocène et même "moderne" (os non fossilisés, poterie) par lavage des éléments meubles du haut niveau.

(3)-Le grand glacis-cône de la Garenne présente une genèse complexe. Son édification a commencé, en période froide, par l'établissement d'un cailloutis fréquemment gélifracté. C'est ce matériau qui s'est trouvé cimenté par les eaux dures d'une proto-Garenne, en contre-bas du massif calcaire des Cagnasses. En effet, cette

consolidation bréchique, puissante par référence aux exemples régionaux, ne revêt aucun caractère pédologique: on n'y distingue point d'horizons et ses limites inférieure et supérieure sont d'une exceptionnelle netteté. Mais, alors même qu'elle affleure aujourd'hui, elle ne s'est pas formée à l'air libre, mais à faible profondeur, par l'imprégnation et la dessiccation résultant du battement d'une nappe sous-cutanée percolant dans les cailloutis. Si le phénomène s'affirme ainsi comme lié au transport, à faible distance, d'un écoulement d'affinité karstique, il n'est pas, pour autant, indépendant de l'ambiance paléoclimatique. Un abondant apport d'eau, des oscillations saisonnières faisant une place à l'aridité paraissent nécessaires. L'épaisseur de la brèche suggère plutôt un "interglaciaire" qu'une courte période interstadiaire. C'est pourquoi nous croyons pouvoir rapporter la mise en place des cailloutis de cette brèche au Missien, ce qui convient, d'ailleurs, à son altitude tant relative qu'absolue, à l'échelle de l'ensemble du "bassin" de Ganges. Les dispositions du cône initial, comme de l'ensemble du glacis, montrent que la couverture meuble rutilante est postérieure à la brèche. N'occupe-t-elle pas les intervalles où cette brèche a été démantelée. Rien, parmi nos observations, ne nous autorise à affirmer qu'elle suive immédiatement sa formation ou qu'elle soit venue beaucoup plus tard. Peut-être appartient-elle à un épandage würmien relativement ancien. Ce qui est certain, c'est que les dalles de la brèche et la surface des affleurements meubles sont alignés, ce qui suppose une action de regradation. Preuve que ce glacis, consolidé par le concrétionnement, sur

une bonne partie de son étendue, est longtemps demeuré fonctionnel.

Tel est le rôle de ce grand glacis dans le paysage que la correspondance des formes n'est satisfaisante, à l'aval de son extension, sur les deux rives du Merdanson, que pour le bas niveau de terrasses du Würm récent que nous avons déjà signalé, d'ailleurs, dans la partie inférieure de la vallée de ce petit organisme. Mais, à proximité de la ferme de Blancardy, sur la rive gauche, nous trouvons un niveau plus élevé, dominant le thalweg d'une quinzaine de mètres. Le cours de la rivière venant le border au droit de la cote 193 (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS} 5-6), une belle coupe en permet l'observation. Elle fait apparaître, sous un sol récent de puissance décimétrique, à la profondeur des racines de l'actuelle végétation herbacée, le puissant colmatage d'une matrice fine, rouge foncé, pédochrome (F. AZEMA, 1971, p. 58), qu'explique suffisamment l'influence du massif dominant du Taurac. Au sein de cet élément limono-sableux, sont dispersés, sans ordre apparent, des cailloux hétérométriques allant du calibre des gros ballasts à celui des petits graviers. Classiquement, l'émoussé de ceux-ci est plus élevé que l'usure de ceux-la. Malgré cette légère atténuation des angles, il est difficile d'y voir des alluvions véritables. Il semble bien, par conséquent, que la rivière soit venue, ici, araser un glacis du pied du Taurac que son altitude et ses caractères nous inclinent à ranger dans le Würm, à une période assez ancienne de ce dernier.

c)-L'Est du berceau valanginien du synclinal de Ganges-

Le cône de la Cadière:

--- Dans l'Est du "bassin" de Ganges dont l'aire déprimée s'étrangle progressivement par suite de l'avancée de l'alignement des blocs amygdoloïdes vers Autignac et le Mas d'Ubac, l'on retrouve les éléments du paysage qui font l'originalité de la partie centrale: formes micro-structurales et glacis. Toutefois, les premières occupent moins de place et n'atteignent que de faibles altitudes. C'est surtout par leur végétation, témoin de leur exclusion des terroirs cultivés, et par les phénomènes karstiques que localisent les calcaires graveleux (doline de Blancard, aven de la plaine de Ginestous) qu'elles se signalent.

--- Quant au phénomène du glacis, il intéresse un assez vaste territoire que souligne la toponymie (le Camp, la Plaine). Il s'agit d'une large étendue parcourue par des drains intermittents, subparallèles et mal hiérarchisés qui descendent du pied de la bordure calcaire vers le Merdanson, sans entamer la topographie aplanie, si bien qu'il est difficile de distinguer leur vallée des interfluves lorsque ceux-ci n'ont pas d'ossature de calcarénite. La couverture est composée autant qu'on puisse l'affirmer, faute de coupe, d'une matrice fine incluant des gélifracsts, bouleversée par la culture et exigeant localement des travaux de drainage. Le fait que le Merdanson se soit gravé, en sinuant parmi les formes structurales, au pied du talus d'Autignac prouve que son tracé s'est établi sur une topographie plus élevée que le niveau actuel qui est celui vers lequel s'inclinent len-

tement les langues du glacis s'insinuant entre les motifs structuraux et portant les drains subparallèles non entaillés signalés ci-dessus. Le niveau en cause, à l'Est du château de Ginstous, se définit comme postérieur au Rissien.

---- Mais l'intérêt de cette partie orientale du bassin de Ganges se concentre sur le cône de débris de la Cadière.

Il est beaucoup plus vaste et trapu que le cône de Ginstous. Sa longueur, certes n'est pas considérable (600 mètres), s'étant trouvé bloqué à l'aval par les micro-cuestas de Montel qu'il n'a pas fossilisées. Mais sa largeur à la base (près de 1500 mètres) est d'autant plus remarquable que sa tête est réduite à une vingtaine de mètres. Il est vrai qu'elle est rongée à l'Ouest par la haute branche du Herdanson, à l'Est par celle de l'Argentasse qui grossit un petit affluent. De l'amont à l'aval, la pente longitudinale, discrètement concave, s'abaisse de 245 à 230 mètres, tandis que le **profil** transversal se montre typiquement convexe.

L'épaisseur du dépôt d'tritique n'est pas moins remarquable; la hauteur visible n'en est jamais inférieure à 2 mètres et c'est certainement un minimum. La tranchée de l'Argentasse ne laisse aucun doute sur le caractère pélochrome de la matrice fine, légèrement ocre, qui inclut d'abondants cailloutils assez hétérométriques dont l'écloussé est trop rudimentaire pour dissimuler le fait que la plupart d'entre-eux sont des clivages, moins empruntés aux Gagnasser et au Causse qu'à la Montagne de

la Fage.

Ce cône d'accumulation presque intact, non consolidé, ne portant pas d'évolution pédologique in situ très évoluée, est récent, sans doute würmien.

Il semble qu'il ait été le lieu d'un incident hydrographique confirmant cette datation. On remarque que le Merdanson qui a pu graver son cours dans les calcarénites au pied des hauteurs d'Autignac, coule, d'ailleurs épisodiquement, à fleur de plaine, un peu en amont, montrant un réel défaut de puissance nette, même si cette dernière paraît avoir augmenté, proche de son origine, jusqu'à lui permettre d'entailler le cône lui-même. Au contraire, l'Argentesse a développé, entre la Cadière et St-Hippolyte, une vallée sans complication, pourvue d'une seule terrasse du très bas niveau fini-würmien. Ces faits paraissent s'éclairer si l'on admet que le Merdanson a écoulé les eaux de l'Argentesse supérieure jusqu'à la construction du cône würmien dont l'édification les a détournées, par déversement, vers l'Argentesse inférieure. Désormais, sur le versant du Merdanson incapable d'incision nouvelle, l'érosion aréolaire l'a emporté: d'où le grand glacis würmien décrit plus haut. Tandis que, sur le versant opposé, l'Argentesse inférieure, bien que travaillant vigoureusement, n'a pu définir qu'un seul niveau, le plus tardif. Cette forme, du reste, appartient déjà au secteur de St-Hippolyte-du-Fort.

C - L'ensemble des hautes Garrigues au haut Vidourle
moyen: la Plaine de Pompignan- Commune de Conqueyrac et ses re-
liefs bordiers, Coutach et aire sous-cévenole de St-Hippolyte-
du-Fort :

Par ses altitudes comprises entre 200 et 120 mètres, le pays déprimé de Pompignan et de la Commune de Conqueyrac, s'abaissant régulièrement depuis la base de la Corniche valanginienne du Causse jusqu'au lit du Vidourle, ne mériterait pas d'être rattaché au corps des hautes Garrigues, n'étaient ses bordures qui s'élèvent partout à plus de 400 mètres. Sur trois côtés, à l'Ouest, au Nord et à l'Est, l'ossature de ces dernières est constituée par les terrains jurassiques, alors que les plaines centrales sont principalement le domaine des affleurements néocomiens. Peu originale par rapport à l'ensemble précédemment étudié, la lithologie ne s'en distingue que par des nuances. Par contre, la structure, bien qu'il soit aisé d'y retrouver des motifs directeurs déjà connus, admet une certaine originalité. D'une part, son énergie s'atténue au Sud du Vidourle dans une aire où interfèrent une série de terminaisons périclinales et périantyclinales dont les effets se contrarient; d'autre part, au Nord du Vidourle, la bordure sous-cévenole qui s'oriente au Nord - Nord-Est, se trouve compliquée du fait du dôme de Durfort. La nature des affleurements (en particulier le rôle joué dans le paysage par le Portlandien et par le Berriasien) et les dispositions structurales commandent quelques particularités de ce secteur. C'est, d'abord, la distribution périphérique des hauts

niveaux d'aplanissement dont les témoins se montrent aussi réduits, isolés, déformés que dans le pays gangois, aussi suspects encore de revêtir fréquemment les aspects de replats substructuraux peu évolués. C'est, en second lieu, l'importance des phénomènes karsatiques, éléments de retouches très étendues des topographies et principes de développement de systèmes hypogés complexes auxquels il faut faire référence pour expliquer l'établissement du réseau hydrographique. L'oeuvre de déblaiement accomplie par les cours d'eau est, bien autant que la structure, responsable des basses altitudes atteintes dans les plaines de Pompignan et de la Commune de Conqueyrac. Comme pour l'ensemble du Bas-Languedoc, ce travail doit être principalement situé dans les temps quaternaires, sous l'influence des oscillations climatiques. Mais les formes quaternaires qui occupent l'aire centrale sont loin d'être aussi typiques que celles du bassin de Ganges.

1-Lithologie et structure:

a)- La lithologie:

La série stratigraphique des pays du haut Vidourle moyen n'est guère originale, comparée à celle que nous avons décrite dans l'ensemble précédent, à l'Ouest du méridien de la Cadière. Il suffira de rappeler l'atténuation générale des caractères né-rétiques en direction du Sud et de l'Est. C'est ainsi que le Callovien marno-calcaire, réduit à quelques dizaines de mètres dans la bordure sous-cévenole, approche 80 mètres au flanc oriental du Coutach où il est connu, partie par observation directe, partie

par sondage, et montre 3 "zones" paléontologiques complètes. De même l'imprégnation magnésienne du Séquanien devient peu sensible. Et encore, au Portlandien tithonique "récifal" du Bois de Monnier s'oppose le faciès "à Céphalopodes" du Coutach qui y atteint 300 mètres de puissance. A propos de ce massif, une mention spéciale doit être réservée au niveau tout à fait terminal du Jurassique, où le dessin des bancs s'estompe, dont la pâte grisâtre devient terne en surface et qui se montre vulnérable à la dissolution et au gel: le faciès dit du "Rieumassel"(v.Chapitre I). Enfin, on prendra garde à l'étendue des affleurements du Berriasien marno-calcaire, par comparaison avec celle relativement réduite du Valanginien marneux qu'arment classiquement des bancs moyennement résistants de calcarénites.

b)-La structure:

Renvoyant le lecteur aux premier et deuxième "ensembles" des hautes Garrigues, étudiés dans ce chapitre, en ce qui concerne la cuesta du Causse de Pompignan et la retombée faillée de l'anticlinal du Bois de Monnier, nous examinerons successivement: 1)-la bordure sous-cévenole de St-Hippolyte-du-Fort à Durfort; 2)- l'aire centrale déprimée des plaines de Pompignan- Commune de Conqueyrac; 3)- le Coutach- nous réservant de tenter, chemin faisant, une interprétation chronologique de ces structures.

--- La bordure sous-cévenole de St-Hippolyte-Durfort:

Le dessin général du "monoclinal de bordure", si net en pays gangeois, est ici encore reconnaissable. Toutefois, les cuestas ou crêts liasiques s'orientent au Nord Est, tandis que les structures équivalentes édifiées par le Jurassique supérieur s'infléchissent à l'Est, contribuant à l'élargissement du domaine sous-cévenol. Ce fait s'explique par l'intervention de la tectonique plissée (terminaison des larges ondulations de l'aval pays et dôme de Durfort). Mais il n'est pas indépendant du jeu vertical et latéral des grandes dislocations cassantes orientées du Sud-Ouest au Nord-Est et qui prolongent ou relaient les grands accidents de la Séranne et du pays de Bueges, comme du Sud du "bassin" de Ganges et des Bois de Suzet et Monnier. C'est dans le cadre des blocs déterminés par ces grandes dislocations qu'il convient d'organiser l'analyse de la structure:

(1)-A l'Ouest de la faille de Cassoubiès, la cuesta liasique (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8).

Là, on voit le Trias, normalement surmonté par le Lias inférieur, reposer en discordance sur le socle, couvrant du Nord au Sud, les granites du Liron, l'auréole de métamorphisme de contact, puis les schistes de l'Ordovicien. La discordance post-hercynienne ne joue pas de rôle topographique important. Sans doute, à l'Ouest de Vabres, la pente du col du Puech qui regarde vers l'Orient en dérive-t-elle, mais dégradée. D'ailleurs, le socle a subi une fragmentation en blocs dénivelés dont le fossé

monoclinal de St-Bonnet-de-Salendrinque donne une idée et où se trouve conservé un lambeau de la couverture triasique et liasique (cf. cartographie de M. SEGURET, 1973). Il existe probablement d'autres dislocations de même importance, mais plus difficiles à déceler, en l'absence d'autres témoins avancés au-delà de l'affleurement principal de l'aire sédimentaire. Le massif du Liron ne constituant pas notre propos, nous n'avons pas à les rechercher ici. Il suffira de constater l'impossibilité du développement normal d'une dépression périphérique digne de ce nom.

Les petits néplats, mis en culture au sein de l'espace forestier, que fait apparaître la feuille topographique du Vigan au 1/25 000ème, n^{os} 3-4 et 7-8, n'appartiennent qu'exceptionnellement et toujours partiellement à la topographie post-hercynienne exhumée. Le plus fréquemment et pour l'essentiel de leur étendue, ils constituent des éléments structuraux ou substructuraux développés sur le Trias (Trias inférieur grésocalcaire ou Trias supérieur marneux, selon les cas). C'est donc, dans l'ensemble, à faible distance et un peu en deçà de celles-ci, qu'ils jalonnent les limites de la couverture:

-- écarts de la commune de St-Bonnet-de-Salendrinque

(Boissières, Olivet, Claverolles, Grévoulet-Le Vigan, n^{os} 3-4).

-- aire de culture étendue de Vabres à l'Eglise; environs immédiats du Pailler de Lacan, Novis-Bas, Novis; ager de Pailhès -- Le Vigan, n^{os} 3-4).

-- labours de Cabanis, Mas de Rigou, Bousléguère -- Le Vigan, n^{os} 7-8).

Au-dessus de ces espaces exigus soustraits à la forêt, se dresse, pièce maîtresse du "monoclinal de bordure", la puissante cuesta kottanpienne qui culmine à 521 mètres au Biscard et à 513 mètres au Bois de Bane (fig. 104). L'encontre de l'indication qui paraît suggérer la corrélation, le corniche fait généralement défaut, ne plaçant par ailleurs aucun doute. La partie haute du revers porte les marques distinctives des couennes. Les failles secondaires sont coupées par la culmination transversale qui a permis l'émoussement de la coupe. L'ensemble se situe au Sud de la Courte, entre Biscard et Bois de Bane.

La ligne de faille Biscard est, à partir du ponton (513 mètres), la cuesta kottanpienne orientée Est-Ouest, s'alignant sur le front de la cuesta de la Courte. Son revers a conservé un important affleurlement de l'ancien calcaire. Par ailleurs, à l'Ouest la crinière qui domine le ponton et la Biscard (511 mètres, et au rive gauche du Biscard, la couverture sédimentaire est littéralement rasée. Les courtes failles (1,2 à 2,1 kilomètres de long), orientées du Sud-Ouest, Nord-Nord-Ouest, pour la plupart, à l'axe orienté à l'ouest. Elles sont transversales par rapport au cours du fleuve, mais ont certainement subi son étalissement, l'écoulement étant dirigé vers le secteur tectoniquement déprimé.

En contrebas du revers de la cuesta infraclinique du

Biscard, la végétation forestière est interrompue par une étroite bande de cultures et de friches sur laquelle s'alignent les fermes du Cayla, du Rey et du Vert. Ces détails planimétriques marquent l'emplacement, entre deux failles parallèles Sud-Ouest, Nord-Est, d'un affleurement de Trias supérieur marneux, large de moins de 200 mètres et long de 4 kilomètres, véritable lame-horst, d'un style assez comparable à celui des coins amygdaloïdes, décrits en pays de Ganges. Sur la rive droite du Vidourle, les dislocations qui prolo~~g~~ent ce horst étroit se compliquent et s'orientent à l'Est-Ouest.

(II)-Entre la lame-horst du Cayla- le Rey et la faille de Camlong (qui se prolonge jusqu'à 900 mètres à l'Est de Monoblet, au pied du Puech Cam -f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8), on peut définir un ensemble relativement effondré, passablement complexe, refendu du Sud-Ouest au Nord-Est, dans le sens de sa longueur, par des accidents brisants et porteur des marques d'une vigoureuse compression.

Le caractère relativement déprimé s'exprime dans l'âge des affleurements qui, au Nord du Pic du Midi (537 mètres), entrent en contact anormal avec le Trias de la lame-horst précitée et qui se classent du Lias marneux au Dogger. L'aire découverte entourant la ferme de Bonnaude appartient au Lias supérieur.

Grâce à une faille passant à l'Ouest des deux bosses du St-Chamant (521 et 524 mètres) et au pied du village de Monoblet, un fossé se trouve délimité dans la partie Nord orientale

de l'espace considéré, qui sépare, en deux portions dénivellées, l'accident de Verdeilhe. A l'Est de ce dernier, ce petit effondrement affecte les structures élevées de l'antioclinal de Monoblet, y expliquant la conservation de termes du Lias supérieur (Carixien, Domérien-Toarcien), complication supplémentaire dans une architecture plissée étendue sur laquelle nous reviendrons plus bas. A l'Ouest de l'accident de Verdeilhe, le Callovien-Oxfordien et même le Rauracien qui forme les sommets jumeaux du St-Chamant ont été respectés par l'érosion. Les pendages observés sur le terrain, comme le dessin des affleurements sur la carte, montrent qu'à ce niveau, les assises conservées dans le fossé relèvent d'une pincée synclinalle, proche du style cotois.

Ce signe évident de compression n'est pas le seul. La faille bordière orientale de la lame-horst du Cayla- le Roy prend un tracé curieusement sinueux à un peu plus de 300 mètres à l'Ouest de Verdeilhe, proche de la ruine de Garry (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8): le dessin de H. SLCURRET (1973) est, à cet égard, particulièrement expressif. Il évoque le cas des accidents ayant d'abord fonctionné en distension (lèvre Est affaissée) puis réactivés en compression, de telle sorte que leur miroir s'en trouve déformé (H. SLCURRET et F. PROUST, 1965, pp. 65-92). Un autre cas voisin présente l'avantage de décrire clairement le sens de la voûssée, lors de la seconde phase d'activité. Il s'agit de l'accident, tout le long duquel s'élève particulièrement onduleuse et qui s'étire depuis les environs du Col de la Tourte jusqu'au bord immédiat de St-Felix-de-Jallières et qui, par sa forme, évoque l'accident de Monoblet, mais qui, au lieu de

l'affleurement hettangien du "monoclinal de bordure", représenté ici par le Bois de Bane, jalonné, en outre, par des affleurements de Trias supérieur marneux incluant une écaille de calcaire sinémurien. L'aire occupée par le Trias supérieur, mise en culture, apparaît formant sur la carte topographique une longue trainée de clairières au sein de laquelle l'écaille liasique calcaire dessine une petite tache forestière, au voisinage de la ferme de Saurit (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 3-4). A quelque distance du Nord du ruisseau de Ribou, le Trias supérieur de la lèvre méridionale chevauche le Lias inférieur (Hettangien et Sinémurien) de la lèvre septentrionale. La force de poussée s'est donc exercée du Sud au Nord. Elle permet également de rendre compte de l'étroite lame intermédiaire hettangienne, parallèle à l'accident chevauchant et l'accompagnant à faible distance au Sud, de Monoblet aux environs de St-Félix-de-Paillères. L'on sait que c'est la même contrainte orientée qui est à l'origine du rejet en décrochement de la faille de Camlong, manifeste à l'Ouest de St-Hippolyte-du-Fort et affectant le Crêt du Jurassique supérieur entre le Pic du Midi et le Cengle.

(III)- Entre la faille de Camlong et la faille du Triadou-Croix Haute: le prolongement septentrional du fossé de Montoulieu.

Ces accidents dont les rejets verticaux s'atténuent en abordant la zone sous-cévenole mais dont la valeur de décrochement est encore assez sensible, délimitent un ensemble qui, comme le

précédent, se trouve subdivisé par des failles secondaires d'orientation à peu près semblable: Sud-Ouest, Nord-Est.

Dans la partie Nord, certaines d'entre-elles affectent la bordure de l'aire anticlinale de Monoblet, provoquant, en particulier, le redoublement des affleurements du Lias supérieur près du Mas de Figuière (f. du Vigan, 1/25 000ème n^{os} 7-8). A cet endroit, elles montrent, du reste, un tracé sinueux qui rappelle le phénomène de compression signalé ci-dessus.

Dans la partie Sud, deux petites failles secondaires, celles des quartiers respectifs des Casernes et de la Gare de St-Eippolyte-du-Fort, déterminent les trois marches, abaissées vers l'Est, d'un "escalier" tectonique. Les deux premières sont représentées par le Cengle et par l'Ouest du massif de Banelle. La troisième, séparée, au Nord de ce même massif jurassique supérieur, par l'accident Ouest-Est du quartier de la Lastide (accident très comparable à la faille de l'Ouest de la Cadière du Bassin de Ganges) est un graben assez prononcé où le Valanginien est demeuré respecté par l'érosion.

Notons encore que le crêt kimméridgien de Banelle présente un dessin arqué que l'on retrouve au Nord dans le tracé des limites des horizons stratigraphiques subordonnés jusqu'au Dogger, signe que la courbure imposée par le mouvement anticlinal de Monoblet superpose ici ses effets au phénomène du fossé d'effondrement.

BORDURE SOUS-CEVENOLE DE MONOBLET A DURFORT

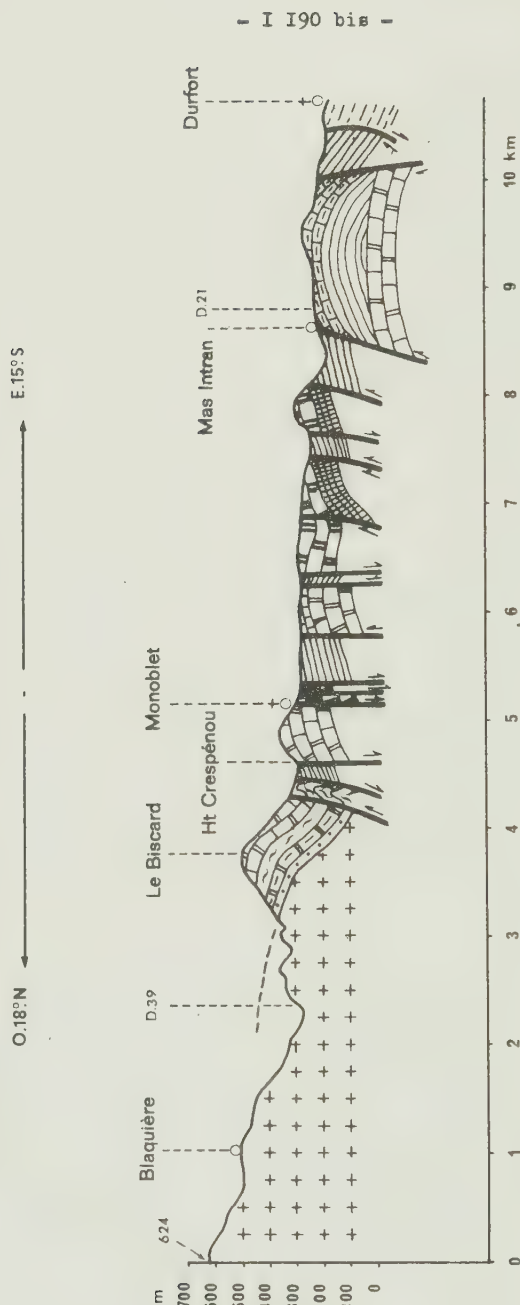


Fig. I39 .

B	+ + +	Granite tardi-hercynien, généralement porphyroïde	I 3a	Carixien, calc mameux à silex.	d: discordance post-hercynienne
t III.V	+ + +	Trias inférieur, grès et conglom.	I 3b	Lias sup. marneux.	
t III	+ + +	Muschelkalk, calc. dolomitiques à interlits schisteux.	I 4	Aalénien Bajocien.	
t 3.4 I.	+ + +	Trias sup. Rhénien	j IV 15b	calc. à silex et marmo. calc.	
I 1	+ + +	Hettangien, dolomies et calc.	j III	Bathonien. Dolomies.	
I 2	+ + +	Sinémurien, calc organogènes.	c VVI b	Berriasien et Valanginien.	
				marnes.	

(IV)- Entre la faille de Croix-Haute et celle de la Coste-Merle-la Paulerie:

Dans l'architecture d'ensemble en "touches de piano" du secteur, il s'agit d'un horst, cette fois combiné avec le mouvement synclinal du massif du Bois de Labric- Curens- Bois Noir. Tectoniquement élevé par rapport à ceux qui l'encadrent à l'Ouest et à l'Est, ce bloc est, toutefois, déprimé par comparaison avec la région anticlinale de Durfort qui lui est confrontée au Nord et dont il est séparé par une faille, en gros orientée Ouest-Est, longée par le Cours du Crespenou. Escarpement de ligne de faille inversé qui apparente les crêtes séquanien et rauracien du massif de Curens à de fausses cuestas.

(V)- L'anticlinal de Monoblet- le Montaud- Valensole - la Roque (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8) et Anduze, 1/25 000ème n^{OS} 1-2 et 5-6).

L'unité d'ensemble de cette figure plissée, d'axe Ouest-Est, longue de 10,5 kilomètres et large au maximum de 4,5, ne se laisse pas appréhender aisément dans le paysage et pas davantage dans sa représentation cartographique. Plus connue sous le nom de dôme de Durfort qui ne représente, en réalité, que sa section centrale, elle se montre, en effet, tronçonnée par de nombreux accidents cassants, en une série de blocs décrochés et dénivelés les uns par rapport aux autres.

Le dessin des affleurements et l'organisation des pen-
lages ne permettent cependant pas de douter du plissement des
couches superficielles.

Une sorte de terminaison périanticlinale s'esquisse au
Sud-Est de Monoblet, avec l'affleurement hettangien des Fourelles
et de la cote 301 qu'entoure un crêt de calcaires sinémuriens sans
fierté (cote 306 de Pérache, cote 304 de la Rouvière). Le schéma
anticlinal est perturbé au Nord-Ouest par le fossé du Fuech Usclat
conservant le Lias supérieur et par la lame intermédiaire hettan-
gienne du Sud de Monoblet aux environs de St-Félix-de-Paillères,
déjà signalée. Au Nord de la figure anticlinale en cause, on per-
çoit (cote 359 à l'Ouest d'Unas) l'amorce d'un mouvement synclinal,
signalé, au-dessus des marnes du Lias élevé, par une discrète
proue de carène de calcaires à silex aaléniens et bajociens. A
l'Est de la faille méridienne d'Unas, ce mouvement se poursuit
dans l'ensellement bathonien légèrement effondré de la partie oc-
cidentale du terroir des Ferragnas. L'ensemble de cette première
section trouve sa limite, à l'Est, dans des failles à tracé courbe
(Malignos)- f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 3-4 et 7-8).

La deuxième section est située à l'Est de l'accident
de Malignos. Décrochée vers le Nord-Est par rapport à la figure
précédente, elle est tranchée par la faille de Montaud que prolonge,
au Nord - Nord-Est également, la faille d'Anduze; de là résulte
une disposition en demi-dôme, les calcaires dolomitiques de
l'Hettangien enveloppant par l'Ouest l'affleurement des marnes

BORDURE SOUS-CEVENOLE DE VABRES AUX ENVIRONS DE TORNAC PAR ST-FELIX-DE-PALLIERES

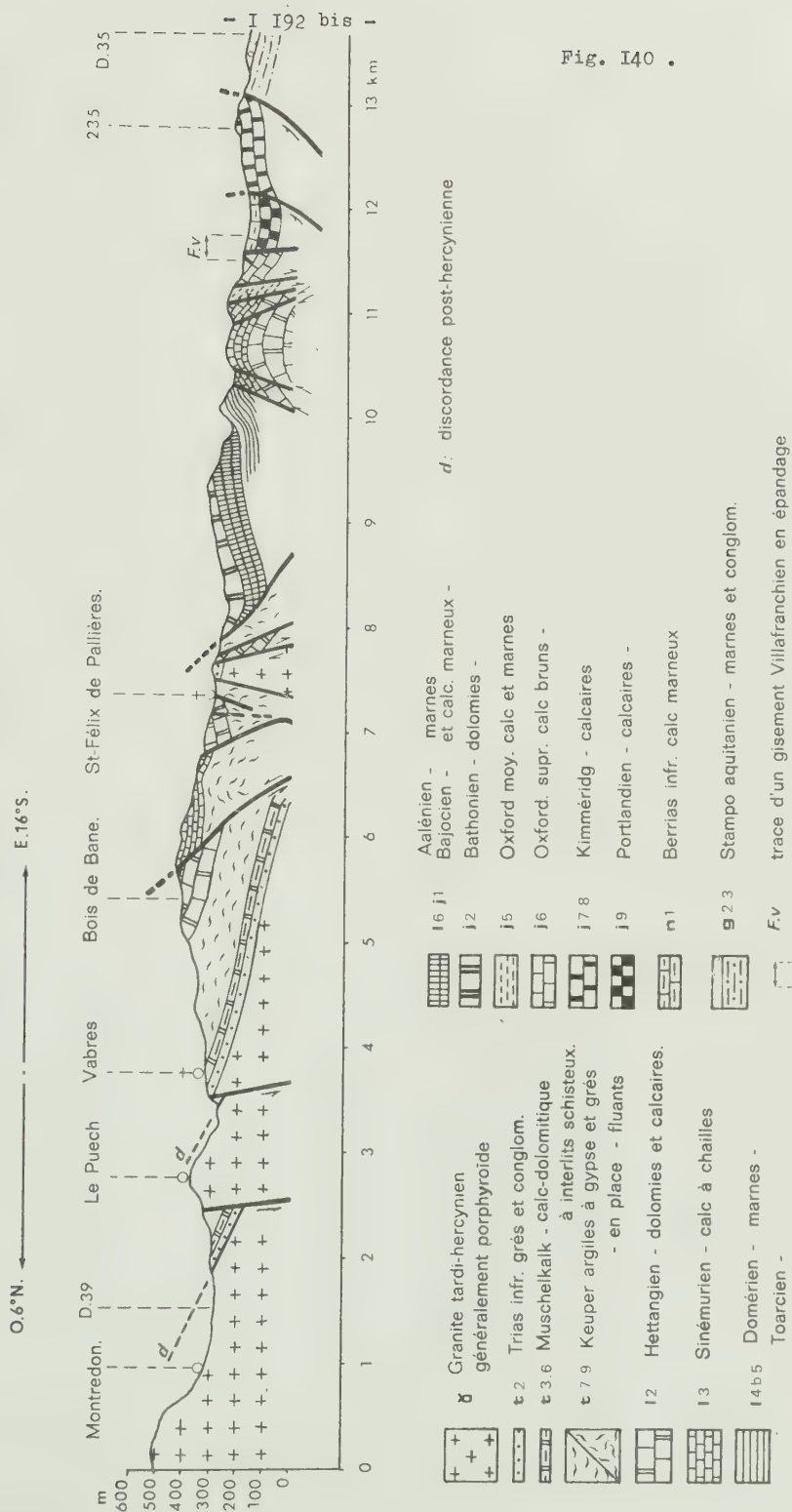


Fig. I40 .

supra-triasiques des ruines de Tresfont. Là se situe l'aire de culmination tectonique maximale de ce système plissé.

A l'Est de la faille de Montaud et jusqu'à la faille au tracé également complexe du Mazelet-Est de Cabane (f. du Vigan, 1/25 000ème n^{os} 7-8), le motif anticlinal connaît sa largeur maximale. En surface, son axe est représenté par l'affleurement hettangien que met en valeur un segment d'orientation Ouest-Est de la vallée du ruisseau de Tresfont. A partir de là, une nette dissymétrie résulte de la comparaison des deux flancs. Le septentrional est le plus raide et s'achève, au-dessus de la combe de flanc dessinée dans le Lias supérieur marneux et parcouru par la D.285, sous la cuesta vigoureusement flexurée du Bois de Vergèle qui amorce le synclinal de l'Euzière- Taupessanges (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 3-4 et d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 1-2) dont A. BERNARD (1958, p.49) a noté l'importance. Le flanc méridional est plus étalé et affecté de pendages moins forts. Il n'est pas simple, pour autant: l'on sait qu'un accident dont le miroir n'est pas vertical le sépare du massif du Jurassique moyen et élevé de Curens; d'autre part, ce flanc Sud (Lias supérieur et Sinémurien) entre en contact avec le noyau hettangien du ruisseau de Tresfont par le moyen d'un accident Ouest-Est qui a, à notre sens, une signification de chevauchement vers le Nord; de la sorte, le flanc méridional jusqu'au pied du massif de Curens a, dans son ensemble, la signification d'une écaille, d'ailleurs faiblement déplacée. Mais cette figure anticlinale, comme le demi-dôme de Tresfont demeure partie intégrante du horst défini, plus au Sud, entre les failles de Croix-

Haute et de Merle-la Coste, dont le massif Bois de Labric-Curens, Bois Noir relève aussi.

Entre la faille du Mazelet - Est de Cabane et le grand accident de Durfort qui se prolonge au Nord-Est, jusqu'à rejoindre celui de la Madeleine en pays anduzan, prend place la culmination de Valensole, tectoniquement moins élevée que le demi-dôme de Tresfont et même que le noyau anticlinal de la section précédente, puisque le coeur y est constitué par les calcaires du Sinémurien, mais affectée de la même dissymétrie -- les médiocres crêts du Dogger du Sud de Baruel (277 mètres) ne pouvant rivaliser, moins par l'altitude que par la continuité, avec celui qui limite au Nord le synclinal de Taupessargues (288 mètres). A l'Ouest, il est probable que, par l'intermédiaire de l'accident du Mazelet-Est de Cabane, l'Hettangien et le Sinémurien de l'anticlinal du ruisseau de Tresfont aient effectué, sur le Lias marneux de la culmination de Valensole, "une légère translation ... vers le Sud-Est" (M.GOTTIS, 1957-1964, p.27). A l'Est, la faille de Durfort provoque un effondrement de plusieurs centaines de mètres.

En effet, la 5ème et dernière section (correspondant à la feuille géologique d'Anduze au 1/50 000ème) ne montre que des affleurements allant de "l'Oxfordien supérieur" au Néocomien. L'axe anticlinal y est cartographiquement apparent dans le dessin des limites de couches, à hauteur du lieu-dit la Roque (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 1-2). Là encore, le flanc Nord est plus court que le flanc Sud. Cette dissymétrie fait intervenir des accidents

cassants qui dessinent un réseau quasi-orthogonal. Les failles subméridiennes rendent compte du petit fossé du Ranquet, excavé par l'érosion et utilisé par la Nale 582. C'est là une position refuge des calcaires argileux du Berriasien qui ne saurait surprendre. Par contre il apparaît au Nord, à hauteur de Massillargues, et à l'Est, au droit de la Mule et d'Aspères, que le Jurassique recouvre anormalement le Berriasien et même le Valanginien, posant derechef le problème d'une faible translation orientale des termes de la couverture sédimentaire proches de la surface topographique.

L'ensemble anticlinal, ainsi développé, des environs de Monoblet à ceux de Massillargues, s'avère donc d'une grande complexité. Son évolution cinématique évoque la cumulation des effets de plusieurs crises, se succédant à longs intervalles. Les relations que les diverses dislocations entretiennent entre-elles peuvent fournir un fil conducteur pour débrouiller cette évolution.

Les grands accidents Sud-Ouest, Nord-Est sont évidemment les plus anciens, comme pour l'ensemble des hautes Garrigues. Dans la zone sous-cévenole de St-Hippolyte-du-Fort, en particulier, cette proposition résulte de l'exacte inscription des figures plissées dans les blocs délimités par ces accidents. Au point qu'on les a rapprochés des failles-plis jurassiennes. Leur signification première qui est la même qu'en pays gangeois ou dans l'aire du Buèges, tient à la disposition générale en "touches de piano" de belles dimensions (incluant, à leur tour, de petits compartiments dénivelés au fur et à mesure que l'on progresse vers le

Massif Central et que le socle se fait plus proche sous une couverture plus mince), avec une tendance générale à la dépression tectonique vers le Sud-Est. De la sorte, on peut admettre qu'il s'agit bien, là encore, d'une phase primitive en distension.

Les phénomènes de compression sont venus ensuite. Transformations de failles normales en failles inverses, miroirs devenus onduleux, lames-horsts et coins intermédiaires comme ceux qui ont été cartographiés au long de l'accident de Durfort à hauteur de Valensole, jeu en décrochement en sont des preuves et annoncent déjà les complications de la région d'Anduze. C'est, bien entendu, à l'ambiance de compression qu'il convient également de rattacher le plissement des couches et les accidents chevauchants. Ces derniers, toutefois, n'ont pu intervenir qu'une fois les structures affaiblies par l'érosion. Comme pour le pays de Ganges, nous pensons que l'esquisse du plissement relève de la première phase pyrénéo-provençale et que l'apparition des caractères inverses des failles et les phénomènes de chevauchement appartiennent à l'épisode paroxysmal ultérieur. Cette interprétation est compatible avec l'analyse pré-cité de M.SEGURET et F.PROUST (1965, pp.85-92).

Elle ne fait aucune difficulté pour les recouvrements anormaux qui se sont effectués selon l'orientation Sud-Nord. Nous avons noté plus haut, cependant, de faibles translations dirigées au Sud-Est.

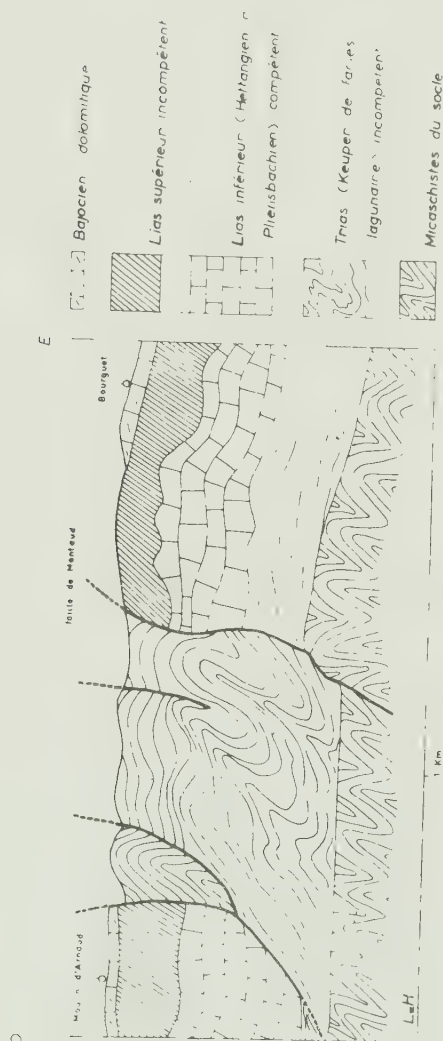
A ce propos, M.SEGURET et F.PROUST (1965, particulièrement p.90), sans même faire appel à un écaillage sur le flanc oriental de la culmination de Durfort, ni aux possibilités offertes aux figures de "Collapse structure" par les pentes qu'elle a créées, admettent simplement, comme une conséquence de la morpho-tectonique pyrénéo-provençale, " que, parfois, certaines failles-plis soient déversées, vers le Sud-Est ou le Sud, c'est-à-dire dans un sens opposé à celui observé en règle générale".

Cependant, depuis le travail de J.GOGUEL (1958, pp.164-170) l'accord s'est fait sur le jeu des principaux accidents cassants, notamment la plupart des grandes failles Sud-Ouest, Nord-Est, derechef en distension au Stampo-Aquitainien. C'est pourquoi, M.GOTTIS (1957-1964, explicitement p.37) y avait vu l'occasion d'une "tectonique embryonnaire de couverture", née sur la pente créée par le soulèvement oligocène des Cévennes et la dépression du bassin d'Alès, s'étendant, comme on sait, jusqu'à la latitude de Massillargues.

Certes, il ne peut plus être question de minimiser l'importance des structures créées par la tectonique pyrénéo-provençale en zone sub-cévenole. Mais, inversement, l'orogénèse cévenole s'est-elle bornée à la réactivation en phase de distension de quelques failles, sans induire de phénomènes de translation? L'on a vu comment, en d'autres secteurs des hautes Garrigues, nous avons proposé une réponse positive à cette interrogation.

Figure n° 6

COUPE DU DOME DE DURFORT d'après A BERNARD 1958



A propos de la culmination de Durfort, un argument nous est fourni par les sondages (notamment le sondage de Durfort n°4). A été pénétrée, note M.GOTTIS (1957-1964, p.27), "une accumulation de 900 mètres de Trias où la répétition d'assises calcaréo-dolomitiques a été attribuée à des replis du Trias moyen au sein de la masse plastique du Keuper". Il s'agit donc d'un gigantesque phénomène de disharmonie, entraînant un bourrage triasique dans la section centrale de l'entité anticlinale, ce qui ne peut guère se concevoir : 1)- qu'en présence d'une puissante série de marnes fluentes; 2)- qu'avec le surépaississement de celle-ci, par emprunt de matière aux dépens des sections voisines, notamment situées à l'amont, pour autant que le faciès favorable y soit représenté. Il s'agit là d'une tectonique de couverture caractérisée. On doit admettre, cependant, qu'elle n'est que la "traduction superficielle libre" des mouvements des panneaux du socle profond, socle forcément très fragmenté dans la zone de contact de la Cévenne et de son avant pays. A.BERNARD (1958, p.49), remarquant que le dôme de Durfort "se trouve dans le prolongement du horst de St-Félix-de-Paillères, admet formellement qu'il représente la "manifestation superficielle" d'un mouvement profond. La coupe semi-théorique, proposée par cet auteur et que nous avons donnée dans le second chapitre de ce travail, prolonge, vers le bas, la faille de Montaud (et d'Anduze) jusqu'à intéresser les micaschistes du substrat hercynien. On ne s'étonnera pas du caractère ondulé du plan de faille dans cette représentation. Mais on notera son inclinaison inverse, orientée à l'Est, caractère qui lui est commun avec, à l'Orient du Moulin

d'Arnaud, la faille de Malignos. Il nous paraît que la relation est évidente avec la pente de l'interface socle/ couverture dont on sait que l'essentiel a été acquis à l'Oligocène élevé. En conséquence, nous tenons, sinon comment démontrée, tout au moins comme très vraisemblable, l'hypothèse en vertu de laquelle une partie au moins des phénomènes de disharmonie et d'écaillages ou de translations vers l'Est relèvent d'actions postérieures à l'orogénie pyrénéo-provençale, la question d'un diastrophisme post-oligocène demeurant provisoirement en suspens.

C'est, du reste, davantage à des interférences dans un domaine de terminaisons périclinales et périssynclinales qu'à la simplicité de l'évolution que la plaine de Pompignan-Conqueyrac doit son apparence de relative neutralité tectonique.

----- La structure de la plaine de Pompignan- Commune de Conqueyrac:

Elle est commandée par l'influence de deux terminaisons périssynclinales et de deux terminaisons périclinales.

Les deux gouttières synclinales qui convergent l'une vers l'autre, au Nord-Est, sont celles de Pompignan et de Ganges. Il s'agit de structures amples, comme l'on sait, qui additionnent leurs effets. Cependant, encore qu'il soit possible de lire sur la feuille géologique (dessin de M. SEGURET, 1973) l'influence de la gouttière de Pompignan dans la disposition des affleurements néocomiens de la commune de Conqueyrac (Valanginien supérieur calcaire, Valanginien inférieur marneux, Berriasien) et cela

jusqu'au Nord du cours du Vidourle, c'est, en fin de compte, l'extrémité du synclinal de Ganges qui définit, de beaucoup, le mouvement le plus important.

En première apparence le rôle des anticlinaux est nettement plus réduit. Il en va bien ainsi de l'anticlinal-horst du Bois de Monnier, brusquement rétréci, au Nord, par une faille sub-méridienne qui passe à 150 mètres à l'Est de la ferme de Salle de Gour, puis tranché par l'accident Ouest-Est, situé à 500 mètres au Sud de ce bâtiment, qui met le Valanginien en contact avec le Portlandien. Au-delà, la tendance synclinale prévaut, soulignée par la butte de Salle de Gour et par l'inversion de relief qui détache le petit panneau synclinal à fond assez plat des calcarénites du Puech de Mar contre la faille du Triadou-Croix-Haute. Par contre, l'axe anticlinal, issu du demi-dôme du Coutach et qui induit un mouvement d'ondulation des couches fort discret, traverse de l'Est à l'Ouest la totalité de la plaine, orthogonal à l'axe du synclinal de Pompignan dont il contribue ainsi à rendre difficilement lisible la terminaison septentrionale.

(I)-L'anticlinal de la Masselle-Ceyrac:

L'ondulation positive des couches prolongeant la ride anticlinale Est - Sud-Est, Ouest - Nord-Ouest du Coutach est peu marquée dans la partie orientale de la plaine, la plus déprimée. On en décèle cependant l'axe, dans la zone des buttes de calcarénites du Valanginien élevé des environs de Ceyrac. Pic d'Aguzan et pic de Ceyrac montrent des pendages contraires et s'opposent

comme deux crêts qui se font face (Y.SON, 1972,p.20). Les micro-corniches et le pendage au Nord-Est du pic d'Aguzan sont particulièrement nets. Du côté du pic de Ceyrac, le pendage au Sud - Sud-Ouest est également observable, favorable à notre interprétation. Mais le flanc Nord de cette butte, regardant vers la dépression qui la sépare de sa voisine et où passe la route récente du barrage de Ceyrac, n'est pas orné de corniche. Le fait s'explique par le passage d'un accident cassant, bien visible sur la photographie aérienne, au revers du Coutach, jusqu'au lit du Rieu Massel et se prolongeant à l'Ouest- Nord-Ouest pour recouper le miroir de la faille de la Coste au débouché du Ravin de Combasse. Mais l'on peut estimer finalement que cet accident brisant ne fait que se superposer à l'axe anticlinal, beaucoup plus visible au-delà de la faille de la Coste, dans la portion occidentale du bas-pays.

Là, en effet, la transition est progressive entre le synclinal de Pompignan et le petit mouvement anticlinal que nous décrivons: les couches néocomiennes qui plongent doucement au Sud, se relèvent au Nord. Ainsi rencontre-t-on successivement une série de micro-reliefs monoclinaux, à front tourné au Nord, armés par les bancs de calcarénites du Valanginien élevé, puis une longue pente substructurale correspondant aux bancs du calcaire berriasien (les Camps, Lacan- f.de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 3-4). Toutefois, aux environs du virage en épingle à cheveux de la D.2/ D.25, ceux-ci se relèvent rapidement en chevrons au voisinage de l'axe anticlinal. R.L.MORISSE (1958, Bull.S.L.G. pp.255-257). Cette figure est d'ailleurs dissymétrique, dotée

d'un flanc Nord plus raide et plus court, d'ailleurs tranché par la faille Ouest-Est qui coupe la route pré-citée à proximité de la borne géodésique cotée 198. Cette faille, à lèvre Nord effondrée, met le Valanginien de Beauregard en contact avec le Berriasien. L'anticlinal dissymétrique est éventré par une combe à partir de deux ruz établis sur son flanc Nord. Les cotes 257, 234, 257, 243, 251, 238, jalonnent la boucle de crêts. Au centre, à 198 mètres d'altitude, la colline où est établie la ferme de la Masselle figure le mont dérivé, dégagé, comme les crêts périphériques, dans les seuls horizons du Berriasien (v.f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8)

(II)- Le "creux" de St-Hippolyte-du-Fort, Château
ruiné de la Roquette:

Au-delà de la faille qui sectionne le flanc Nord de l'anticlinal de la Masselle, le pendage reprend vers le Vidourle, comme en témoignent les petites cuestas ménagées par les variations de faciès du Valanginien (Plan d'Alain, la Grand'Terre-f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8). C'est qu'en effet, le pendage conduit vers un faible mouvement synclinal, d'ailleurs faillé, dont l'image cartographique du Berriasien donne une claire notion, au pied de la flexure que dessine, dans le Tithonique, le "monoclinal de bordure" --- flexure, du reste, beaucoup moins marquée que dans la région gangeoise. A l'Ouest du grand accident nivelé de Croix-Haute, ce mouvement synclinal s'articule sur le fossé Valanginien de St-Hippolyte-du-Fort, signalé plus haut, dans le prolongement du graben de Montoulieu.

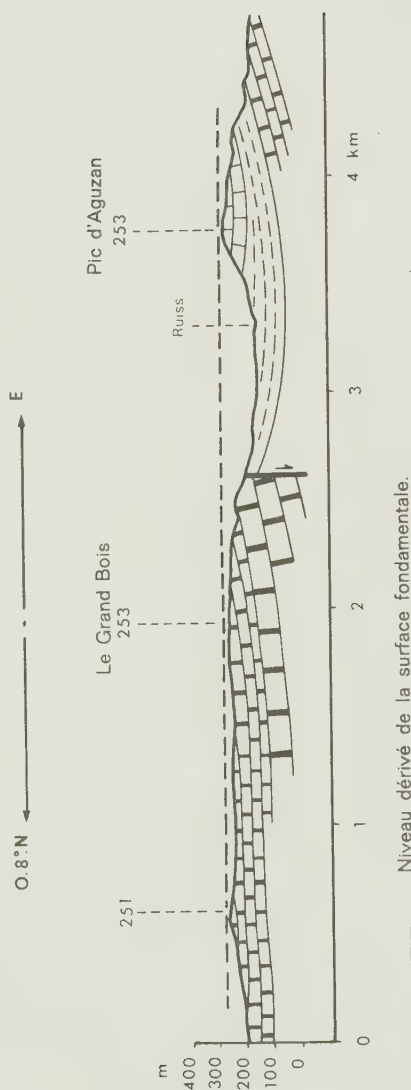
(III)- L'abrupt de ligne de faille révélé de la Paulerie, Merle, la Coste:

Doublant à l'Ouest la faille de Corconne et celle de Durfort, plus ou moins directement alignées l'une sur l'autre, et rejoignant cette dernière près de ce village, cet accident sépare le massif de Curens de celui des Rochers. C'est non loin de là, au droit des Claris (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8), que son rejet apparent est le plus important (plusieurs centaines de mètres), mettant en contact le Jurassique supérieur avec le Valanginien.

Mais c'est au niveau de la Commune de Conqueyrac que son intervention dans le paysage est la plus notable. Elle détermine un talus rigide que les ruisseaux à écoulement épisodique qui en descendent ne sont pas parvenus à échancrer, avec le ferme dessin d'une ligne courbe très ouverte au long de laquelle le calcaire portlandien domine de 30 à 40 mètres les marnes du Valanginien. L'accident brisant et son caractère normal ne peuvent faire de doute, au premier coup d'oeil donné à la photographie aérienne ou à la carte topographique. La tectonique n'est, d'ailleurs, pas le seul facteur qu'exige son explication, s'agissant non d'un talus direct de faille, mais d'un talus de ligne de faille révélé par une érosion différentielle relativement récente, comme l'étude des surfaces d'érosion nous permettra de le préciser.

La faille de la Paulerie, Merle, la Coste provoque, à l'Ouest, la répétition des faciès successifs dont le revers du Cou-tach fournit une première image: Tithonique, Berriasien marno-cal-

TALUS DE LIGNE DE FAILLE DE LA PAULERIE-MERLE LA COSTE



Portlandien
Kimméridgien



Berriasien infr. calcaire.



Berriasien
et Valanginien.



Valanginien supr. calcarénites.



Fig. I42 .

caire, Berriasien supérieur et Valanginien marneux, Valanginien supérieur aux calcaires graveleux. De la sorte, il apparaît, sur le parallèle de la Coste que le bloc occidental (limité par l'accident en cause, à l'Est et par la faille de Croix-Haute, à l'Ouest) s'incline tout entier à l'Occident comme le Coutach lui-même. Compte-tenu de sa forme en arc de cercle, de son caractère normal et contraire, la faille de la Paulerie, Merle, la Coste se définit ainsi comme le type de l'accident à rejet compensateur.

Vers le Sud où ses deux lèvres n'opposent plus que le Berriasien au Berriasien, puis le Valanginien au Valanginien, son rejet diminue tandis que, passant par Tourres, elle vient s'amortir au flanc du Coutach, au Nord-Ouest et en contrebas de la butte 347 mètres, entre la Combe de Sanguinède et le lieu-dit Creux-de-Thomas.

--- Le demi-dôme du Coutach:

A l'observer depuis la crête de la Taillade d'où l'on voit les couches jurassiques se dégager du Crétacé inférieur pour s'élever lentement vers l'Est - Nord-Est ou, encore, du sommet des "pics" des environs de Ceyrac, le Coutach revêt l'allure d'un lourd monoclinal. Certes, il présente bien quelques ondulations transversales (celle déjà citée se prolongeant vers Ceyrac et la Masselle, telle autre qui s'aligne à peu près sur Pompignan), mais elles modifient peu la régularité du plongement des couches vers l'Ouest. En réalité, c'est à cause des dispositions qu'il présente sur sa face orientale que le Coutach mérite d'être qualifié de demi-dôme. Là, à faible altitude, soit vers 125 mètres, apparais-

sent deux petites boutonnières où affleure le Bathonien, à Fonsanges-les-Bains et à la Métairie de Molle (f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{os} 1-2). Au-dessus, le flanc de la montagne s'élève, montrant des alternances de vires et de corniches (talus des marno-calcaires du Callovien; abrupt rauracien: les Terrasses; crêts kimméridgiens: la Mouette- 443 mètres, Leiris- 470,4 mètres). Entre ces deux derniers sommets, un rentrant de versant, exploité par le ravin de Valliguière, renforce l'impression de demi-combe.

En effet, ce flanc oriental dérive d'un talus induit par la faille de Corconne qui est à l'origine d'une dénivellation tectonique dont l'ordre de grandeur peut être comparé à celui qui limite, à l'Est, le Larzac. Doublée, nous l'avons vu, par l'accident de la Paulerie-Merle-la Coste, elle détache, en outre, en bordure de la D.45, non loin de la ferme de Cauvessarges, une "réplique" (faille de Fenouillet) qui s'oriente au Sud - Sud-Est, en direction du Bois de Paris. Son rejet théorique, qui est variable, atteint 300 mètres face à Quissac. Le miroir, dégagé par l'érosion différentielle récente, au contact du Jurassique et du Néocomien, est facilement observable aux abords du village de Corconne, sur deux mètres de hauteur: l'on peut voir qu'il est soit vertical, soit légèrement incliné à l'Est, donnant à l'accident l'allure d'une faille normale. Pourtant, ainsi que le rapporte M. GOTTIS (1957-1965, p.56), dès 1946, D. SCHNEEGANS, se fondant sur le caractère insolite d'un tracé en arc de cercle de 2,5 kilomètres de rayon par lequel cette cassure délimite à l'Est le Coutach, prévoyait la probable découverte de complications profondes et de rejeux multiples.

La présence, au long du miroir, de copeaux de Jurassique supérieur "broyés et étirés" (M.GOTTIS, 1957-65, p.55) ne pouvait que corroborer cette hypothèse qu'à confirmée le forage de Quissac n°1.

Un premier petit forage, situé sur la culmination de Molle, à proximité même de la ligne de faille et dans le compartiment élevé, n'avait pu que vérifier" l'allure normale de l'accident sur une tranche superficielle de 120 mètres" (M.GOTTIS, 1957-65, p.55). Mais le sondage de Quissac n°1, implanté à 300 mètres à l'Ouest de cette même culmination de Molle, après avoir traversé successivement le Callovien inférieur, le Dogger, le Lias marneux, puis le Lias calcaire jusqu'à ses horizons dolomitiques inférieurs, a brusquement retrouvé, vers 1250 mètres, les termes de la quasi-totalité du Lias inférieur, déjà une première fois rencontrés, cependant que l'on recueillait des venues d'eaux salées (M.GOTTIS, 1957-65, p.56). Ainsi, tout comme les failles de Montaud et de Malignos, la faille de Corconne se courbe et devient inverse en profondeur. Comme pour les précédentes, on constate donc une manifestation de la couverture qui montre une tendance à la translation vers l'Est, mais qui ne peut s'interpréter que comme une adaptation relativement autonome au jeu des grands panneaux du socle profond, effondrés à l'Orient, justement.

D'un pareil accident, au rejet impressionnant et de type complexe, lié, comme on vient de l'admettre, aux dislocations du substrat, l'on doit attendre qu'il ait joué plusieurs fois. Sans pouvoir toujours le mettre nommément en cause, faute de disposer

pour chacune d'elles de dépôts corrélatifs en provenance exacte du Coutach, il n'en est pas moins possible, grâce à l'étude lithologique et stratigraphique de l'environnement de ce massif et, en particulier, du bassin sédimentaire de Liouc-Brouzet, de mettre en évidence les étapes de mobilité du secteur. (M.GOTTIS, 1957-65, pp.55-56) et J.P.PUECH (1963, 75p.).

(1)- Le défaut de continuité, de part et d'autre de la faille de Corconne, concernant les structures du bassin de St-Martin-de-Londres, d'un côté, des bassins de Liouc-Brouzet et de Valflaunès, de l'autre, permet d'affirmer l'antériorité de cet accident par rapport aux plissements pyrénéo-provençaux.

(2)- Le Rognaco-Vitrollien paraît représenté sur moins de 2 mètres de puissance dans le Sud du bassin de Liouc-Brouzet (J.P.PUECH, op.cit.), suivi de 8 à 9 mètres de Lutétien avec, notamment, le calcaire à Planorbis pseudo-ammonius. La continuité d'un lac lutétien, des environs du Mas de la Tour (f. de Sommières, 1/20 000ème, n^{OS}1-2) jusqu'à Valflaunès, paraît attestée par la présence du petit lambeau intermédiaire de Sauteyrargues (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS}3-4). Or, ses dépôts se montrent transgressifs vers le Sud-Ouest, reposant successivement sur le Valanginien, puis sur l'Hauterivien, signe qu'il succède à une déformation suivie d'une crise glyptogénique (M.GOTTIS, op.cit.). Par ailleurs, au Lutétien, succède un Bartonnien grossièrement détritique: conglomérats à blocs et galets de calcaires hauteriviens et lacustres tertiaires (J.P.PUECH,

op.cit.) et à ciment marno-gréseux calcaire. On dispose donc des arguments mettant en évidence, dans le secteur même, les deux épisodes de la crise pyrénéo-provençale. Ils rendent compte, naturellement, des aspects compressifs que l'on peut relever au long de la faille de Corconne: copeaux de Jurassique supérieur broyé et plan de faille déformé.

(3)- Transgressif, encore, est l'Oligocène inférieur conglomératique d'origine en partie lointaine (galets de quartz fréquents) sur l'Eocène comme sur le Néocomien, ce qui tend à accréditer l'idée d'une continuité du diastrophisme local. Mais, surtout, les coupes transversales de J.P.PUECH qui en a révisé la stratigraphie, font apparaître au Nord de Liouc, entre Liouc et Brouzet, comme au Sud immédiat de Brouzet, un Oligocène élevé, lui-même discordant, avec passage latéral du calcaire lacustre, à l'Est, à la brèche, conservée à l'approche de la faille de Corconne. A mesure que l'on va vers l'Ouest (précise cet auteur, p.46), on s'élève dans la série et les formations deviennent de plus en plus bréchiques. La proportion des galets calcaires hauteriviens augmente, tandis que les galets des calcaires lacustres disparaissent peu à peu. Au contact de la faille, à l'Ouest, la brèche est très grossière, très cimentée par passées, ce qui forme de véritables bancs qui se suivent sur de longues distances. Les galets, assez anguleux, appartiennent en grande majorité à l'Hauterivien supérieur, avec des diamètres maximum de 1 mètre et une médiane de 0,20 mètre" ...; ils sont

cimentées par des marnes sableuses jaunâtres assez dures. Bel exemple de formation syntectonique, liée au jeu en distension de la fin de l'Oligocène.

(4)- Enfin la faille de Corconne affecte à son tour la brèche pré-citée, permettant d'affirmer l'existence de mouvements post-oligocènes. Il s'agit donc, au moins pour partie, d'un talus de faille direct, ce qui est en accord avec le mouvement de bascule précédemment décelé dans le Causse de Pompignan.

Les déformations des surfaces pourront, sans doute, nous permettre d'aborder les problèmes de l'ampleur et de la date de ce diastrophisme tardif.

2- Problème des surfaces d'aplanissement dans le secteur des Hautes Garrigues du Vidourle élevé moyen:

Ce problème se pose en des termes assez semblables à ceux qui ont été retenus en pays gangeois: méplats limités, isolés, suspendus, apparemment déformés, relégués en des positions périphériques, quelquefois mal caractérisés et souvent suspects de ressortir à un type substructural. Pourtant, à la différence de ce qui se passe pour le bassin de Ganges, le niveau qui affecte la dépression centrale n'est nullement énigmatique. C'est donc par lui qu'il convient de commencer. L'on pourra alors aborder, successivement, le cas des niveaux plus élevés, puis celui des formes plus basses lesquelles ressortissent au modelé quaternaire.

a)- Le niveau de 250 mètres de Grand-Bois, Pic de Ceyrac, Pic d'Aguzan:

Il n'est certes pas intact, puisqu'on l'obtient en alignant les cotes 253 mètres des sommets des "pics" de Ceyrac et d'Aguzan ainsi que de Grand Bois et, à une distance d'un kilomètre à l'Ouest, les cotes 257 et 251 (f. du Vigan, 1/25 000ème, n°s 7-8 et coupe ci-jointe). Mais il ne relève pas, pour autant, d'une vue de l'esprit, nivelant, de part et d'autre de la faille de la Paulerie-Merle-la Coste, le Berriasien et le Valanginien supérieur. A notre connaissance, aucun dépôt ne le date. Mais sa position au coeur de la dépression centrale et son altitude relative d'un peu plus de 100 mètres au-dessus du lit du Vidourle nous incitent à le reconnaître comme témoignage d'une retouche effectuée aux dépens de la surface fondamentale dont nous rappellerons que nous l'avons repérée au Puech de Mar à 356 mètres et vers 370 mètres et 400 mètres, respectivement, sur la Crête de la Taillade et sur la Montagne St-Jean.

Le replat, sis autour de 215/220 mètres, qui apparaît sur le Portlandien, à la lèvre occidentale de la faille de la Paulerie-Merle-la Coste et s'enfouit immédiatement à l'Ouest sous les strates du Berriasien, a, bien évidemment, une origine structurale. L'on doit pourtant prendre garde aux petites failles orthogonales ou obliques au grand accident méridien, représentées sur le dessin de M. SEGURET (1973) et observables sur la photographie aérienne, qui, affectant le Tithonique, s'amortissent

rapidement dans le Berriasien. Leur nivèlement trahit une certaine regradation par référence à une topographie entièrement structurale et dont la faiblesse est à la mesure des médiocres rejets de ces petits accidents.

L'horizontalité du niveau 253-257 mètres interdit que soit envisagé un jeu néogène ou quaternaire de la faille de la Paulerie-Merle-la Coste. Ainsi se trouve justifié le diagnostic de talus de ligne de faille révélé que nous donnions plus haut, à propos du ressaut d'une quarantaine de mètres qui sépare le Tithonien du Valanginien.

Y.SON (1972, pp.40-41) propose de rattacher à ce niveau divers replats du flanc occidental du Coutach qui en sont séparés par des topographies plus basses, sculptées dans le Valanginien et le Berriasien, savoir: le plateau des Clarisses, 246-249 mètres, semé de buttes aux allures de hums (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8), le replat enveloppant par l'Ouest la butte des Ramiers, se signalant par de grands ouvalas, 270-273 mètres, le replat dominant à l'Est le lourd versant auquel la carte réserve restrictivement le nom de "Massif de Coutach", 273-272, 268 mètres, et, plus au Sud, à l'Ouest de la Combe de Sanguinède, la petite croupe aplanie cotée 276 mètres ou Serre de la Messe (f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{os} 3-4). Ces rattachements sont tentants, mais, en l'absence de formations corrélatives, nullement assurés. L'ensemble des plateaux énumérés, légèrement inclinés à l'Ouest sont cantonnés sur le seul Portlandien. Leur trait commun est,

alors, l'évolution poussée des formes karstiques de surface qui dénoncent une exposition subaérienne assez durable. Toutefois, le dernier replat cité (cote 276, Serre de la Messe) s'étend, à la fois, aux dépens du Portlandien et du Berriasien, montrant de ce fait un biseautage important. Dans ces conditions peut-être faut-il admettre l'hypothèse présentée par Y.SON. Dans ce cas, l'on doit aussi en accepter le corollaire, soit une légère sur-rection du Coutach, postérieure à l'élaboration de l'aplanissement en cause. Cette déformation, il semble d'ailleurs qu'elle intervienne avec des valeurs un peu supérieures pour le niveau immédiatement plus élevé.

b)-Le niveau 300/350 mètres de Curens, du Plan de l'Etoile- Aire du Lac et du Puech de Mar:

La fréquence des altitudes voisines de 300 (de Monoblet à Durfort) et de 350 mètres (Banelle, Luquette) n'est certainement pas dénuée de significations. Toutefois ces témoins demeurent énigmatiques. Il y a davantage d'enseignements à recueillir du côté des méplats qui entourent de plus près la dépression centrale de Pompignan-Conqueyrac.

L'un des plus remarquables est constitué par le replat de 300-320 mètres qui s'étend dans l'Est du massif de Curens. A voir les choses dans leur ensemble, il n'intéresse pas le Portlandien de faciès tithonique qui demeure en saillie à 388 mètres avec la fausse cuesta du Bois Noir et ne se développe qu'aux dépens du Kimméridgien. Mais la fausse cuesta du Bois Noir n'est

qu'un détail à rapporter à un champ de fractures qui se manifeste encore par la présence d'un fossé où le Portlandien est conservé entre des accidents d'orientation méridienne. Or, ceux-ci sont nivelés et du Portlandien, localement arasé dans le même plan d'érosion que le Kimméridgien encadrant, ne subsistent en relief que quelques buttes: les "Trois Prieurs", dominant l'espace significativement baptisé "la Grande Place". Entre ces reliefs résiduels, d'un commandement de 30 à 40 mètres et aux flancs raides, on peut relever les traces d'un système fluviatile très effacé qui ne s'encaissera que plus à l'aval et que désorganisent des dolines. Ce modelé évoque les dégradations karsto-climatiques, habituelles sur nos plateaux de Garrigue. Nul doute que ces buttes ne soient des hums et que la nature calcaire du substrat ne soit intervenue au niveau des processus ayant élaboré ce lambeau de surface d'aplanissement bien caractérisé. Compte-tenu de l'importance de la dégradation notée ci-dessus, 30 ou 40 mètres, nous pensons que le raccordement avec le niveau du Puech de Mar, déjà daté, situé dans le même bloc tectonique, est acceptable. Le méplat de Curens serait donc un fragment de la "surface fondamentale" languedocienne retouchée et établie dans un compartiment dont nous avons admis, à propos de la région de Ganges, qu'il était impliqué dans un mouvement de bascule relativement récent.

Si ces mouvements sont reconnus, on acceptera d'attribuer au même aplanissement "fondamental", les replats moyens du

Coutach, comme le fait Y.SON (1972,p.41): Plan de l'Etoile et Aire du Lac, vers 330-340 mètres (f.de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème,n^{os} 3-4).

c)-Le problème des hauts replats:

Au-dessus des niveaux étudiés, l'on peut relever de nombreux replats. Ils posent plus de problèmes que nous ne sommes en état d'en résoudre. Nous nous bornerons à les classer en deux catégories: replats assez étendus au flanc ou au sommet des massifs et replats de vallées montagnardes.

Parmi les premiers, nous retiendrons particulièrement ceux du Coutach, situés immédiatement à l'Ouest de "l'arc sommital" de Leiris, du Serre du Grand Cressau et de la Mouette, entre 390 et 410 mètres. En bordure sub-cévenole, un ..éplat 490/500 mètres écorne la cuesta du Biscard dont on retrouve l'équivalent, rabotant à la fois le cristallin et le Potsdamien- Ordovicien métamorphisé, à la Blaquièrre, 508 mètres, mais en contre-bas du serre granitique détaché du massif du Liron qui sépare cette ferme de Colognac (f,du Vigan,1/25 000ème,n^{os} 3-4).

Les replats de la seconde catégorie sont conservés dans les hauts versants des vallées du Vidourle montagnard et de son affluent le ravin de Valestalière. Y.SON (1972,pp.42-44) les décrit, vers 400 mètres pour la vallée du Vidourle. A dire vrai, ils sont surtout nets sur la rive gauche où ils constituent des éperons d'interfluve entre les petits affluents du cours d'eau principal, soit, d'amont en aval: la Clède, Pioch Coton, le Buis-

son, Boulségure, Coujet. Moins nets et à plus forte pente, on les retrouve cependant en rive droite: Mas de Bourguet, Fieliech et, peut-être, plus à l'aval, Mas de Sauvier (f. du Vigan, 1/25 000^{ème}, n^{OS} 7-8). Le profil transversal qu'on peut reconstituer, en s'appuyant sur eux, évoque une sorte de vallée mûre, dissymétrique (ce qui est conforme aux indications de la structure monoclinale en voie de dégagement différentiel). Mais il s'agit bien d'un niveau marquant une étape dans cette mise en valeur structurale et qui recoupe le socle et divers termes du Trias sur le versant Nord, s'appuyant parfois sur le Lias du versant Sud.

Notons, par parenthèse, qu'un deuxième niveau de replats est repérable, vers 260 mètres dans cette vallée du Vidourle, vers le Pouget, dans la Commune de Cros (Y. SON, 1972, p. 39).

Quant au niveau supérieur, pour le ravin de Valestalière, on peut le repérer sur l'éperon de 406 mètres à l'Ouest de Ponteil et dans le replat de 413 mètres sous le front du Biscard, montrant une dissymétrie autrement orientée, mais de même signification que celle qui a été notée ci-dessus dans la vallée du Vidourle (f. du Vigan, 1/25 000^{ème}, n^{OS} 7-8).

Aucun témoin intermédiaire ne permet de raccorder sûrement ces formes d'érosion, notamment le niveau de "400 mètres", avec celles qui ont été décrites à l'aval de St-Hippolyte-du-Fort. S'agissant d'une étape dans le creusement des vallées montagnardes, il est probable que cet élément du modelé, isolé en amont des

principales percées conséquentes, est, en réalité, relativement récent (Quaternaire?) et contemporain de l'une des basses formes que l'on repère, dans la dépression de Pompignan-Conqueyrac, sous les témoins de la surface du Grand-Bois et des pics d'Aguzan et de Ceyrac.

3- Les formes quaternaires de la "plaine" de Conqueyrac et de la vallée du Vidourle entre St-Hippolyte-et Sauve:

a)- Caractères généraux:

Situés en contrebas des restes de la surface démantelée de 250/260 mètres, les bas niveaux de la dépression centrale sont d'appartenance récente. Nous les rangeons dans le Quaternaire.

Si l'on met à part le secteur du Sud et de l'Est de Pompignan où, comme on l'a vu dans la première partie de ce chapitre, se développent, dans le Valanginien vulnérable, de très classiques glacis würmiens, ultérieurement ravinés, semblables à ceux qui ont été relevés dans les "alvéoles" de Lauret et de Claret et proches des bas versants non consolidés de la région gangeoise, la commune de Conqueyrac et le bas pays de St-Hippolyte-du-Fort montrent des formes originales.

Il s'agit d'étendues réparties en deux systèmes altimétriques distincts, inclinées dans le même sens que le pendage et vers le Vidourle et ses principaux affluents. Plus unies sur le Valanginien, moins **uniformes** sur le Berriasien où, parmi les espaces découverts, l'ordonnance linéaire de traînées de végéta-

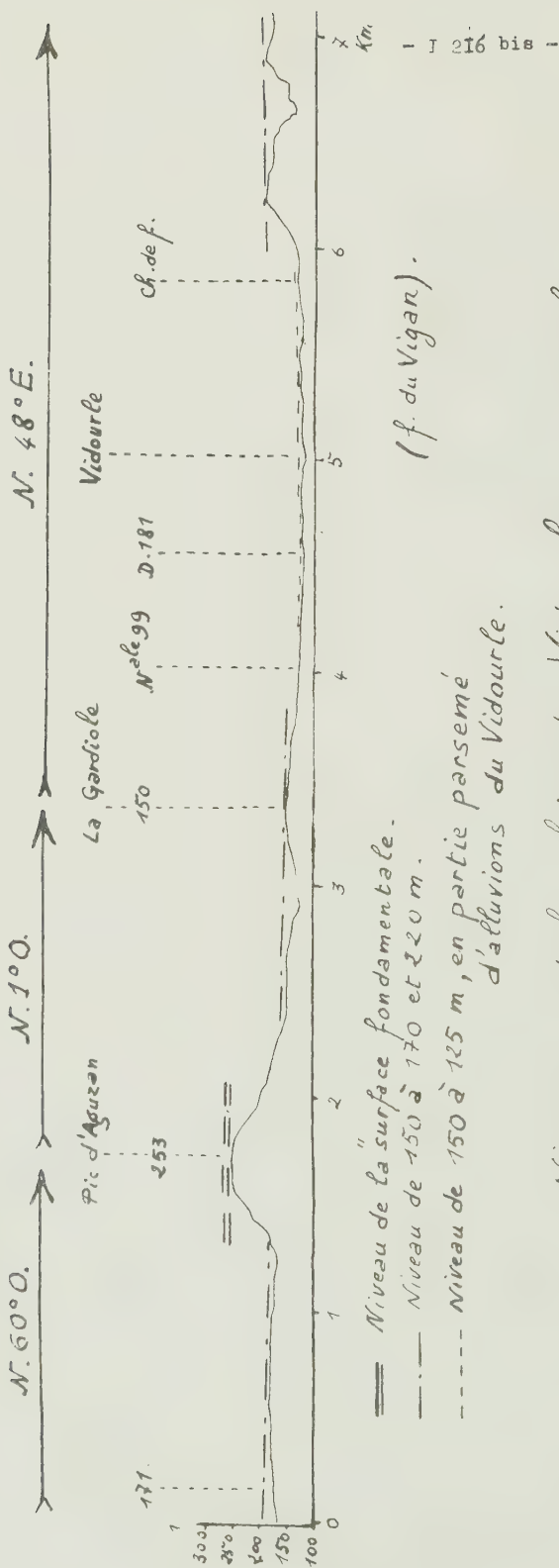


Fig. 143 .

Niveaux de la plaine du Vidourle, en aval
de St-Hippolyte-du-Fort.

tion plus dense souligne les diaclases, parfois lapiasées dans le Tithonique, ces formes juxtaposent des éléments de surfaces structurales et des biseaux d'érosion recoupant les couches qui pendent très modérément, suivant un angle très faible. Elles se rattachent au sommet des buttes ("pics" de Ceyrac et d'Aguzan) ou aux massifs dominants (Bois de Monnier) par des versants concaves ou à portion rectiligne. Leur régularité dans le Berriasien et le Valanginien est souvent telle que Y.SON (1972, p.32) les décrit comme "des Garrigues carrossables", soit que les dalles rocheuses s'y montrent nues ou qu'une mince couverture meuble y ait été étalée.

Cette dernière est fréquemment d'origine locale ou para-autochtone, formée de colluvions où une matrice marneuse emballe des cailloutis divers: gélifracfs produits dans le Berriasien marno-calcaire, éléments de "clapiers" tithoniques, mais aussi pseudo-galets du même Berriasien dûs à la libération, par la dissolution, d'éléments préformés existant dans ce terrain. Toutefois, l'on verra qu'il existe aussi, notamment sur le plus bas niveau, des alluvions fluviales d'origine cévenole, généralement dispersées selon un rare semis, aujourd'hui encore reprises par le petit ruissellement aréolaire. D'autres éléments allochtones sont fournis par les placages de terra rossa, conservés particulièrement sur le Tithonique.

Ces terres rouges constituent un "héritage", plus ou moins remanié et piégé sur un support favorable; elles ne sauraient

relever d'une pédogenèse actuelle. Celle-ci est peu évoluée: rangers sur les calcarénites, sols rendziniques mal caractérisés sur calcaire marneux.

Au total, il s'agit de glacis ou de plans rocheux (suivant la solidité du substrat) très proches d'un type substructural dont le modelé, développé à partir du dégagement de bancs peu inclinés, met en oeuvre, outre le processus de dissolution lié aux carbonates, le gel, le ruissellement diffus, mais aussi, au moins pour l'un d'entre-eux, l'étalement des alluvions en semis dépourvu de densité, au pied du domaine subcévenol.

En partant des environs des Claris (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8), secteur situé dans la ceinture interne de la dépression centrale, et en cheminant sur le pourtour de cette dépression, dans le sens des aiguilles d'une montre, comme l'a fait Y. SON (1972, pp. 35-39), on peut vérifier, dans un registre d'altitudes variant d'une quarantaine de mètres sur l'ensemble de ce parcours et exprimant leur inclinaison, la continuité topographique de chacun de ces bas aplanissements, aux thalwegs près, rarement incisés, le plus souvent à l'origine de très insensibles vallonnements. Mais tout raccorderment s'avère impossible le long de l'accident de la Paulerie-Merle, la Coste, où, concernant le même aplanissement, une dénivellation d'une trentaine de mètres apparaît, déprimant la lèvre orientale. Comme on ne peut mettre en doute la définition de ce ressaut (talus de ligne de faille révélé), c'est la nature du support (Tithonique à l'Ouest, marno-calcaires ber-

riasien à l'Est) qui doit être incriminée. Par là, quelle que soit l'usure subie depuis, l'origine structurale de ces formes se trouve confirmée.

- Le niveau le plus élevé: 180 -220 mètres:

Il joue un rôle important dans la topographie du massif des Rochers, sur le Tithonique, où il a subi les retouches du karst superficiel: lapiès géants, petites dolines et vallées sèches. On le retrouve à 184 mètres dans un replat situé à l'Est de Ceyrac, décapé aux dépens du Berriasien. Toujours à l'Est de la faille de la Paulerie-Merle-la Coste, il forme, vers 190/200 mètres, les longs versants peu déclives de l'Ouest du "Massif du Coutach", selon la nomenclature de la feuille de St-Martin-de-Londres (1/20 000ème, n^{os} 3-4), biseautant Tithonique et Berriasien.

A l'Ouest de l'accident précité, le niveau de la ferme de la Masselle, établi sur le noyau anticlinal berriasien, à l'intérieur de la combe de même nom, semble lui appartenir, ainsi que le plan idéal à partir de quoi ont été dégagées, un peu plus au Nord, les petites cuestas qui font aujourd'hui saillie au-dessus de la Grand'Terre. Mais c'est avec plus de sûreté qu'on peut lui attribuer, dans le Portlandien à faciès tithonique, le replat de 212 mètres, dérivant de la surface structurale exhumée à l'Ouest de la Coste et celui de 215 mètres --- semé de dolines --- du Sud du Bois de Labric.

Le niveau en cause ne constitue pas une surface d'apla-

nisement à proprement parler, mais plutôt un ensemble de plans plus ou moins coalescents, retouchant des surfaces structurales et originellement inclinées, bien qu'on ne puisse exclure, à ce stade de l'analyse, l'hypothèse d'un accroissement diastrophique ultérieur de leur pente. Leur caractère commun est d'être suspendus au-dessus du niveau inférieur ce qui implique une référence à un niveau de base plus élevé que l'actuel. Par contre, il est douteux que les processus d'érosion aréolaires qui ont œuvré sur ces topographies, soient caractéristiques d'une période donnée, strictement définie. L'étude du "niveau inférieur" mettra en évidence, quelles que soient les variations qu'a pu connaître leur intensité durant les temps quaternaires, les raisons que nous avons de les supposer récurrents.

---- Le "niveau inférieur" : 170-125 mètres:

Nous rattachons au "niveau inférieur", des plans également inclinés mais descendant plus bas que les précédents, toujours au-dessous de 150 mètres.

Certains sont largement développés. Ainsi, à l'Est de la faille de la Paulerie-Merle-la Coste, la longue pente peu accidentée que jalonnent, au long de la vallée du Rieu Massel, les cotes: 171, 155, 146, 139, 123 (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8). C'est aux dépens de cette forme aplanie qu'a été buriné le lapiez géant de Sauve. Les vallées mortes aboutissant à des dolines, près des ruines du Château de Roquevaire, le Plan de Cabane, plus ou moins tapissé d'argiles, paraissent s'y rattacher. Sur

l'autre lèvre de l'accident méridien pré-cité, une longue pente comparable s'organise d'Est en Ouest, descendant du plateau tithonique qui porte Merle (177 mètres) vers les Plaines de Mandiargues et les bords du Vidourle (146 mètres), en terrain néocomien. Les pentes en cause sont toujours orientées comme le pendage et le caractère originel structural ne fait aucun doute. Mais on peut constater un certain travail de biseautage. Vers le château de la Roquette, la surface du Tithonique s'est trouvée burinée par le ruissellement et le karst (vallées sèches, dolines). Une telle dégradation n'a pu que prendre du temps: elles renvoient cette partie du niveau inférieur assez haut dans le Quaternaire. Or, on n'en peut dire autant de la partie aval, modelée dans le Valangien; et d'ailleurs, sur plusieurs centaines de mètres à l'approche du Vidourle, on trouve un semis des alluvions cévenoles roulées par ce fleuve. En outre, au Nord du hameau de Mandiargues et près du dépotoir d'ordures ménagères de St-Hippolyte-du-Fort, le "niveau inférieur" s'aligne sur une terrasse du Vidourle, d'un commandement de quelques mètres au-dessus du thalweg et qu'on ne peut qu'attribuer au Würmien. Du reste, elle domine des éléments de très basse terrasse, encore submergée par les crues actuelles, où l'on reconnaît la forme fini-würmienne, si répandue en Bas-Languedoc. On ne peut donc sortir de cette apparente contradiction qu'en reconnaissant à ces longues pentes regradant une surface structurale, un caractère polygénique, non sans possibilité d'identification, mais seulement à l'aval, d'un épisode würmien.

Un épisode un peu plus ancien (Rissien?) est repérable en rive droite du Vidourle, vers 140 mètres, près de l'Eglise et du Cimetière sis à 600 mètres au Nord du Moulin de Conqueyrac (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8), où Y. SON (1972, p. 35) avait noté. 20 mètres au-dessus du lit actuel, un épandage ~~sans~~ épaisseur de "gros galets cévenols" dans une matrice "argilo-limoneuse à gros grains de quartz".

Ces placages de galets, demeurés sur des pentes, définissent moins des terrasses classiques, qu'ils ne signalent les divagations et dérapages du lit du Vidourle, alors sans encaissement, par des processus analogues à ceux qui ont formé les glacis alluviaux de la Garonne toulousaine, selon l'analyse de H. ENJALBERG (Thèse, 1960, pp. 470-473). Toutefois, en terrain marno-calcaire ou calcaire, le dérapage constaté ne peut guère s'expliquer sans un rejeu du synclinal développé de St-Hippolyte au Château de la Requette. Du même coup, le soupçon exprimé plus haut d'un accroissement diastrophique des pentes de plans, d'ailleurs déjà originellement inclinés, se mue en probabilité.

4-Le karst superficiel des environs de Sauve, Conqueyrac et St-Hippolyte-du-Fort:

Il se développe aussi bien aux dépens des surfaces d'érosion héritées de l'évolution tertiaire qu'aux dépens des longues pentes substructurales retouchées au Quaternaire.

-- Il présente une assez remarquable richesse de formes. Les lapiès surtout sont remarquables. Le type le plus répandu est celui des Spitzkarren. Les cannelures demi-enterrées au centre des massifs aplanis ou faiblement déclives sont nettoyées à leur bordure (cf. massif des Rochers) et parfois dominées de pinacles évoquant des hums d'une dizaine de mètres de hauteur. Si bien que de tels lapiès n'apparaissent pas comme les agents de la regradation des formes d'aplanissement, mais bien comme responsables d'une véritable dégradation. C'est naturellement le cas du lapiès géant de Sauve.

Les dolines, concentrant les résidus argileux, ont, en général, des bords adoucis. Il s'en trouve, toutefois, quelques unes nettement découpées, comme celle qui avoisine les ruines du Château de Roquevaire, sur le Coutach, au Sud-Ouest de Sauve. Elles sont plus difficilement repérables dans les aires fortement lapiasées, comme dans le massif des Rochers. Exclues des pentes trop raides, elles se situent classiquement dans les vallons ou au débouché, sur les replats où ils s'estompent de thalwegs bien dessinés. (plateau des Ramiers, Aire du Lac --f. de St-Martin-de-Londres, 1/20 000ème, n^{OS} 3-4); elles jalonnent des diacloses ou faillettes et signalent fréquemment leurs intersections (plateau de Merle-f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8).

- Les avens marquent une prédilection pour le creux des vallons secs (Aven des Cambous, en rive gauche du Vidourle)

--La gamme complète de ces manifestations superficielles est loin de se retrouver partout et leur densité demeure dans la dépendance des faciès privilégiant le Portlandien à faciès tithonique, ici non récifal.

De là, la remarquable karstification superficielle du massif des Rochers et du flanc septentrional du Coutach descendant vers Sauve. Sans compter le lapiès géant des environs de cette ville, on y trouve les ouvalas du plateau des Ramiers, forme rare en Bas-Languedoc, et deux variétés d'avens: les uns vastes et profonds, liés à la fracturation de la roche, les autres étroits et devenant impénétrables en atteignant le toit du Kimmeridgien sous-jacent (Y.SON, 1972, p.64, citant des C.R. inédits d'exploration de la section de Corcenne du Spéléo-Club montpelliérain, dûs à A.GUISSART).

Le Néocomien n'offre pas de telles ressources. Les calcarénites du Valanginien n'interviennent guère que dans le secteur de Pompignan, déjà étudié et auquel nous renvoyons. Elles sont pauvrement représentées à proximité de St-Hippolyte et de Ceyrac. En ce qui concerne le Berriasien, la pauvreté des formes de surface qui s'exprime, notamment dans la longue pente des Plaines de Mandiargues où n'apparaissent que quelques espaces lapiasés restreints, est d'autant plus remarquable que les avens, nombreux, dénoncent un important enfouissement des eaux.

-

Certains points absorbants sont liés à des écoulements souterrains connus: pertes du Rieu Massel," encore diffuses sous le lit de galets "et du ruisseau d'Artigues," ponctuelles mais impénétrables" (Y.SON, 1972, p.65). D'autres, comme l'aven bouché de Bagnères, situé en rive droite du fleuve proche de la Nale 99 et de la ligne électrique qui l'accompagne, paraissent en rapport direct avec le système souterrain du Vidourle. Mais les plus nombreux sont probablement moins liés au faciès berriasien lui-même qu'à l'appel au vide des cavités du Tithonique sous-jacent.

Pour les termes allant du Jurassique inférieur au Portlandien et qui intéressent surtout la bordure sous-cévenole, l'on constate, de même, que les signes ou les traces de circulation souterraine l'emportent sur les formes superficielles, défavorisées par la valeur accrue des pentes. L'Hettangien ni le Sinémurien ne montrent de dolines. Le second présente quelques grottes subhorizontales. Ce sont essentiellement des ouvertures de grottes qui apparaissent, aux parois du Cengle et du Pic du Midi, au-dessus de la gorge du Vidourle: développées dans des plans proches de l'horizontale, contenant des alluvions anciennes et marquant sans doute des épisodes de taraudage en relation avec le travail direct du fleuve, elles intéressent les couches allant du Rauracien au Kimméridgien. Le dernier est, cependant, affecté de belles dolines, liées à des cassures dans l'Est aplani du massif de Curenç.

5-Karst souterrain et réseau hydrographique de surface:

Alors que la plupart des avens ne débouchent sur aucune cavité importante, certains ouvrent un accès au karst souterrain, bien développé, comme on vient de le suggérer, dans le Tithonique et dans le Berriasien. Nous distinguons les cavités "fossiles" des réseaux actifs, parmi lesquels s'opposent le type à gros conduits plus ou moins isolés et le type à nappe karstique. Ainsi pourrions-nous esquisser, une typologie à l'échelle locale. Après quoi, il conviendra d'examiner le degré des relations existant entre le monde hypogée et les formes de surfaces et de rendre compte de l'établissement des tracés du réseau hydrographique subaérien.

a)-Les types de cavités karstiques:

--- La grotte de Coutach (ou Grotte Louis Martin), exemple significatif de cavité "fossile"(Y.SON ,1972,pp.56-58):

On y accède par le toit, l'orifice étant situé à 320 mètres d'altitude entre le Plan de l'Etoile et la vallée sèche des Trois Termes-les Cabanes qui débouche sur la Combe des Graves, tout près de la limite du Tithonique et du Kimméridgien. La profondeur, sous la surface topographique, n'est que de quelques dizaines de mètres, mais la grotte s'étend largement, dans un plan proche de l'horizontale: une soixantaine de mètres ont été parcourus et cartographiés à partir de l'orifice d'accès, vers l'Ouest, un peu plus de 300 mètres, vers l'Est.

L'orientation de la grotte du Ccutach paraît être commandée par une faille ouverte, sorte de réplique de l'accident Merle-la Coste- Tourres qui s'infléchit à l'Est comme l'on sait. Elle a recueilli les eaux du plan de l'Etcile par l'entrée actuelle, mais sans doute aussi par d'autres voies, présentant, en effet, plusieurs "cheminées" verticales. Malgré les facilités offertes par la structure et par les conditions d'alimentation, il n'est pas douteux que le développement d'une telle cavité n'ait pris du temps. Nous la créditons donc d'une certaine ancienneté que nous sommes, d'ailleurs, incapable de préciser davantage.

Cette ancienneté est confirmée par les témoignages conservés d'une évolution complexe, 1)-La grotte a été, une fois creusée, en grande partie colmatée par un puissant dépôt d'argiles: argile beige et humide à la base des parois, recouverte par une argile rutilante qui, ailleurs, colle à la roche. Elle contient de petits débris en provenance des accidents siliceux de la sédimentation portlandienne, recouverts d'une patine brun sombre limoniteuse, sans doute représentant les éléments d'une ancienne formation superficielle absorbée. Même type de dépôt, plus à l'Ouest et plus bas, à la Baouri del Menu (ou Aven de Coundro), s'ouvrant à 192 mètres, au lieu-dit Camperal, à hauteur de Ceyrac. Il y a donc là le témoignage d'un colmatage par climat très humide. 2)- Sur la couche d'argile s'est formé un épais plancher stalagmitique, aujourd'hui suspendu proche du plafond ou à mi-hauteur de la grotte, signe d'un épisode à saisons alternées,

tantôt humides, tantôt plus sèches, mais tempérées ou chaudes.

3)- Des gélifracsts cimentés en brèche signalent un stade froid,
puis la récurrence d'un climat propice au concrétionnement.

4)- L'évacuation d'une bonne partie de ces remplissages et l'événement du plancher stalagmitique dénoncent un retour, évidemment tardif, aux phénomènes de ruissellement. La grotte a donc enregistré des événements qui se sont étalés sur une grande partie des temps quaternaires.

Un autre détail retient l'attention: les chaos de blocs effondrés, enduits d'une mince couche d'argile, ainsi que le fût stalagmitique sectionné et recimenté de la première salle. Faut-il invoquer l'hypothèse d'une origine séismique et d'une activité récente de la faille de Cerconne intéressant le Coutach? L'hypothèse est tentante. Elle ne saurait, toute fois, prendre corps qu'à la condition qu'on puisse faire état d'autres indices convergents.

D'autres grottes à développement subhorizontal s'ouvrent, beaucoup plus bas, certainement plus tardives, dans des zones où les écoulements souterrains ont été ou sont encore en relation avec le réseau superficiel: grottes descendantes lorsqu'il s'agit de pertes, plus ou moins aisément pénétrables (Pont de Tarrieu, au bord du Rieu Massel, Grotte de la Roquette, proche du Vidourle), grottes en principe ascendantes lorsqu'il s'agit d'issues résurgentes, à moins qu'il ne s'agisse de "conduites forcées" siphonnantes (Aven des Cambous, résurgence n°2 de Bagnères, grotte

de Claris).

b)-Le problème du Vidourle souterrain des environs de St-Hippolyte-à Sauve:

---- Dès son entrée dans les calcaires liasiques, en amont de St-Hippolyte-du-Fort, exactement au niveau de la Pieuzelle, dans la commune du Cros, le Vidourle se perd. En période d'étiage, son lit demeure à sec jusqu'à la station de captage de Baumel. En période de crue, il reçoit des apports temporaires au Moulin de Cardy (sans doute à partir d'infiltrations situées vers Boulségure) et près du Mas de Cévennes (où trois griffons amènent des eaux claires- provenant peut-être, au moins pour partie, de la Montagne de la Fage). Lors de la décrue, le courant épigée se maintient, un temps, jusqu'au Pouget.

---- Une nouvelle section débute à St-Hippolyte qui se termine sur la faille de la Paulerie-Merle-la Coste. On y retrouve, tant dans le Jurassique terminal que dans le Néocomien, le même type de relations étroites et de sens opposés(pertes- résurgences, ou exurgences), qu'entretiennent, à proximité de l'axe du Vidourle, les écoulements hypogées avec l'écoulement épigée. Des pertes ont été repérées dans le lit du fleuve, dans la ville même, non loin de la chaussée des Tanneries (la Blode). Elles sont en rapport prouvé avec les avens de Banelle et des Gosses, situés à 500 mètres à l'Est -Nord-Est. Il est difficile de se faire une idée précise de l'ancienneté des conduits qui ont été observés là. D'une part ils se montrent généralement étroits et fidèlement

calqués sur des diaclases, revêtant toutes les apparences d'un karst peu évolué et récent. D'autre part, Y.SON (1972, pp.51-52) qui a collecté un grand nombre des renseignements dont nous faisons état dans le présent développement, relève un détail susceptible de nuancer le jugement porté ci-dessus. Il s'agit de "l'existence, de stalagmites plongeant dans l'eau" ... On doit donc admettre qu'antérieurement au stade actuel, avant d'être partiellement noyés, ces conduits ont évolué ..." dans un milieu à faible circulation, propice au concrétionnement". Ajoutons qu'en cas de forte crue, l'aven des Banelle étant mis en charge, le sens du courant se trouve inversé et les pertes du quai des Tanneries fonctionnent en exurgence. Mais, de l'aven de Banelle, en des circonstances moins exceptionnelles, la circulation hypogée semble gagner le réseau de l'aven des Cambours qui aboutit à une exurgence temporaire voisinant, d'ailleurs, de nouvelles pertes dans le lit. C'est seulement lorsque ces dernières sont saturées que le flot superficiel irradie la rive de la Paulerie-Merle-la Coste, en direction de Bagnères.

Le fonctionnement de ce système et, notamment, la mise en charge de l'aven de Banelle peuvent faire douter que le seul apport du haut bassin du Vidourle le nourrisse. Bien qu'à notre connaissance aucune coloration n'en témoigne formellement, il semble qu'on doive tenir compte, de façon à peu près certaine, des eaux fournies par l'Argentesse qui se perd peu avant St-Hippolyte, et, de façon probable, des infiltrations réalisées

dans le massif de Curens qui pourraient emprunter le réseau de la grotte de Claris, temporairement noyé,

Par ailleurs, que le karst de ce compartiment soit uniquement formé d'un ensemble de conduits simples, organisés en rivière souterraine, ainsi que ses explorateurs l'on décrit (J. du CAYLAR et J. COUDERC, Ann. Spéléol. 1947, t. II, fasc. 4) est rien moins que certain. Sur ce point, des précisions suggestives seront fournies par la section suivante, grâce aux travaux de C. DROGUE (1964, pp. 84-96, principalement).

---- La section la Paulerie-Sauve où le lit du Vidourle, d'abord à fond mobile, connaît des parties rocheuses en aval de Bagnères, alors qu'il s'encaisse dans le calcaire tithonique en dessinant des méandres forcés calqués sur les fissures de la roche, aboutit à deux grosses sources pérennes, celle des Oules et la Fontaine de Sauve, le griffon principal de cette dernière étant accompagné, le long du plan dégagé de la faille de Corconne-Durfort, par plusieurs petits points de sortie supplémentaires, situés quelques mètres plus bas. En crue, l'eau occupe cette section du lit, ordinairement à sec, d'autant plus loin en arrière que la crue est plus forte, utilisant des orifices de communication avec le karst souterrain qui s'échelonnent ainsi, de l'aval à l'amont: Font de l'Ourtet, diverses exurgences temporaires proches de la ferme de Bagnères, exurgence de la Paulerie.

La Source des Oules et la Fontaine de Sauve, distantes seulement de 800 mètres et séparées par une différence d'altitude

- " -

négligeable, de l'ordre du demi-mètre, écoulent des eaux dont les caractères chimiques sont dissemblables. Force est donc de leur reconnaître une origine différente. C.DROGUE (1964,p.86) admet logiquement, bien que la preuve formelle n'en ait pas encore été fournie, que la source des Oules tire son origine des pertes du Crespenou et des infiltrations du massif des Rochers.

Quant à la Fontaine de Sauve, il est intéressant d'en comparer les variations de débit avec les irrégularités de l'écoulement du Vidourle et les précipitations. Résumant ici les conclusions de C.DROGUE (1964,pp.88-96), nous rappellerons quelques traits significatifs. Et, d'abord, le fait que les premières pluies d'automne ne donnent pas forcément motif à des augmentations du débit hypogée ni à l'apparition d'un courant dans le lit subaérien du Vidourle: elles serviraient essentiellement à reconstituer les réserves très superficielles des sols, en terrain imperméable. Par ailleurs, lorsque l'écoulement de la source croît et qu'un flux apparaît dans le lit subaérien, le premier s'avère fréquemment plus précoce que le second. Dans une seconde phase, au contraire, c'est le gonflement du Vidourle subaérien qui l'emporte sur celui de la source. Mais, avec la décrue, la Fontaine de Sauve reste grosse alors que le Vidourle lui-même tarit. Le rôle de "tampon" du karst est évident.

En outre, l'auteur pré-cité a pu établir un synchronisme rigoureux entre les variations du plan d'eau au fond de l'un des trois grands avens (Grand Aven, aven du Frère et aven de la Soeur)

qui se groupent de part et d'autre du lit du Rieu Massel, à peu de distance de son confluent dans le Vidourle, avec les changements de débit de la Fontaine de Sauve. L'équipement de l'avenue de la Soeur en appareils enregistreurs a permis de constater un battement du niveau de l'eau de 12,6 mètres au-dessus de la cote d'étiage (95,40 mètres NGF) et de noter, par l'étude comparée des courbes de hauteur et de débit, qu'à un débit (de la source) correspond une cote du plan d'eau dans le karst" (C.DROGUE, 1964,p.96). Sur cette rive Sud du Vidourle, une coloration a prouvé l'arrivée d'eaux perdues dans le bassin du Rieu Massel en crue (alors qu'en étiage, celui-ci nourrit le Lez lointain). Il est logique d'y ajouter l'apport local du flanc Nord-Ouest du Coutach. Ainsi, la Fontaine de Sauve n'écoule pas seulement les eaux du "Vidourle souterrain". Inversement, elle n'évacue pas la totalité du drainage du haut bassin de ce fleuve lors des crues, mais au plus les 65%, selon C.DROGUE, 1964,p.96), puisqu'une partie passe alors par le lit subaérien et une autre se retrouve aux sourcins jalonnant le plan de faille et concurrençant l'exurgence principale.

L'ensemble des relations hydrologiques exposées ci-dessus ne peut laisser de doute: c'est une nappe karstique avec ses confluences souterraines, son rôle de "tampon", ses cheminées d'équilibre, qui est établie en amont de Sauve, barrée par les marnes du Valanginien de la lèvre effondrée des accidents de Corconne et de Durfort. Les vitesses enregistrées à l'étiage le

prouvent de surcroît: ainsi une coloration pratiquée en 1942 par l'équipe de R. de JOLY, à l'aven de Banelle, est ressortie à la Fontaine de Sauve, mettant 480 heures pour parcourir 7,5 kilomètres, avec 57 mètres de dénivellation, soit une vitesse de 15,6 mètres à l'heure seulement. (H. PALOC, 1964, p. 207). Il est vrai qu'en étia- ge moyen, l'on a obtenu, dans le même secteur, un chiffre quadruple et que les fortes crues ne manquent pas de soudaineté. Tout se passe comme s'il existait une circulation par gros tuyaux superposés à des fissures plus menues et, en outre, encadrés par elles. En effet, après avoir démontré l'existence d'un "karst noy", C. DROGUET (1964, p. 88) ajoute: "Quant à la conception de rivière souterraine, elle n'est pas absolument fausse, dans la mesure où elle traduit la présence de zones de drainage. Le passage d'une rivière sur un calcaire favorisé, comme on le sait, l'altération de celui-ci par les masses liées que le viciule". Autre façon de rappeler que le taraudage hypogée est fondamentalement descendant, cet aphorisme s'appliquant au Vidourle moyen élevé, au Rieu Massel inférieur et, sans doute, au Crespenou qui pose un problème sur lequel nous allons revenir.

c) - L'établissement du niveau hydrographique:

Des remarques qui précèdent, l'on peut tirer de précieux enseignements sur ce sujet. Sans doute, la karstification a-t-elle aidé au creusement des gorges, d'ailleurs peu profondes, des trois organismes fluviaux en cause. Mais c'est sur un mode global: dans la mesure où l'affaiblissement généralisé de la roche par la

dissolution lente de la nappe karstique a favorisé l'entaille verticale et où les diaclases élargies ont guidé des méandres qui doivent leur tracé davantage à la géométrie des joints qu'aux sinuosités induites par l'hydrodynamique. Toutefois, point d'arche du Rummel ou de Pont d'Arc en pays du Vidourle moyen. Les canyons n'y sont jamais des héritiers directs de rivières souterraines. C'est la relation inverse qui est importante: si la nappe de fissures fait place localement à des conduits rapides à grand diamètre, c'est à cause de l'établissement des lits superficiels au voisinage. La coïncidence demeure d'ailleurs approximative. A l'aval de St-Hippolyte-du-Fort il semble que des courants hypogées importants passent au Nord du Vidourle épigée; au-dessous de Bagnères, des masses d'eaux non négligeables circulent souterrainement au Sud. En bref, les facilités offertes par le karst au réseau hydrographique représentent un fait récent, postérieur au tracé de celui-ci.

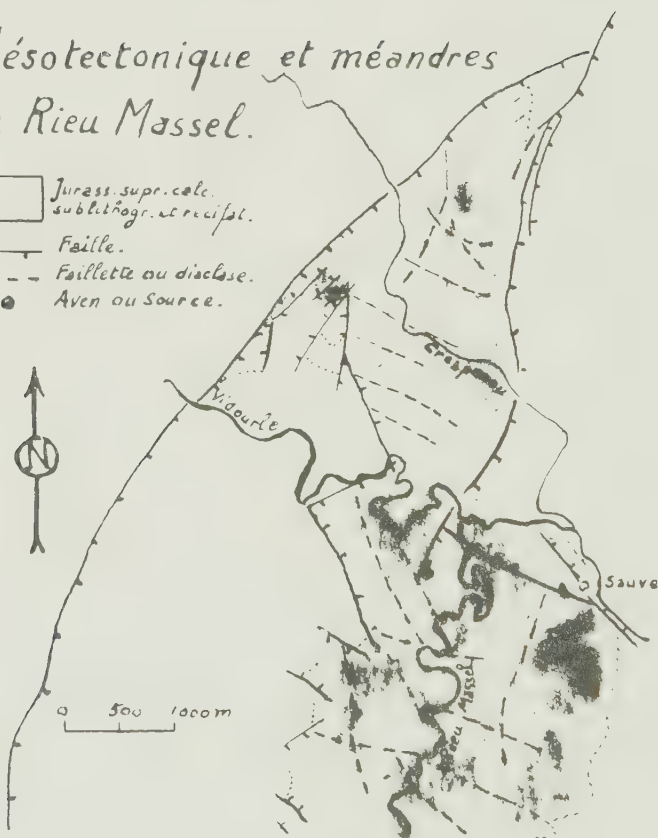
Vidourle et Crespenou sont inadaptés aux accidents cassants ayant joué un rôle lors de la crise pyrénéo-provençale. Leur cours s'est visiblement établi sur une surface d'érosion ultérieure. Toutefois, nous n'avons aucun moyen de préciser ce qu'étaient les tracés sur la "surface fondamentale"; tant pour le Crespenou, à l'occasion du franchissement du massif des Rochers, que pour le Vidourle, lors du franchissement de l'accident de la Paulerie-Merle-la Coste, il semble que ce soit le niveau plus récent de 180-220 mètres qui ait tenu un rôle décisif.

Mésotectonique et méandres du Rieu Massel.

-  Juress. supr. calc.
sublithogr. et cristall.
-  Faille.
-  Faillette ou diaclase.
-  Aven ou Source.



0 500 1000m



L'inadaptation aux structures n'est, d'ailleurs, pas totale. Le Rieu Massel, non seulement tient compte des faillettes et diaclases du Tithonique, mais il s'est fixé au revers du Couché selon une direction parallèle à la ligne générale de contact de ce terrain et du Berriasien. Cette limite étant un biseau d'érosion et les faciès qu'elle sépare demeurant bien distincts, il est raisonnable d'admettre qu'elle ait été la principale décisive dans l'établissement du cours. Quant au Vidourle il est attiré par le "creux" de St-Hippolyte-du-Fort. L'examen du bas niveau des glacis substructuraux, semés d'alluvions, nous a prouvé qu'il y a subi une sorte de translation, déplacement qu'expliquerait un rejeu quaternaire de la flexure établie au pied du "monoclinal de bordure".

Dans le détail, le Crespenou pose un problème plus difficile. (Y. SON, 1972, pp. 48-50). Dédaignant le passage ouvert au Sud immédiat de la Verrerie et qu'empruntent la Nale 582 et un petit canal d'irrigation, il grave son canyon dans le massif jurassique des Rochers où il s'assèche d'ailleurs, du fait des pertes karstiques. Or, en contrebas de la dépression pré-citée, "dans le thalweg emprunté par la route de Claris, subsistent de nombreux galets provenant de la bordure cévenole traversée par le haut Crespenou" (op. cit. p. 49) ---- alluvions distinctes du matériel crisallophyllien qu'on rencontre sur le bas glacis de Bagnères et qu'on doit rapporter au Vidourle. Le vallon de la route de Claris ne remonte qu'à un Quaternaire très récent. Il est impos-

sible d'admettre que la gorge du massif des Rochers, profonde d'une cinquantaine de mètres et dont le creusement a dû prendre du temps, soit postérieure à ce petit thalweg. Dès lors il faut admettre:

1)- que le Crespenou a établi sa gorge inadaptée dans le massif des Rochers, à partir de la surface de 200/220 mètres; 2)- qu'il s'est détourné vers le vallon de la route de Claris, participant au travail général d'érosion différentielle au Quaternaire; 3)- qu'à une époque très récente (Würm? Würm terminal?) il a abandonné ce cours aisé, pour retrouver sa gorge préalablement creusée. Accident dû à la néotectonique? au déblocage d'un bouchon du karst?, au travail d'une crue exceptionnelle modifiant le lit épigée? Nous devons, après d'autres, laisser cette question sans réponse, faute d'argument.

Reste que l'intervention d'un diastrophisme postérieur à l'établissement de la "surface fondamentale" paraît une hypothèse satisfaisante dans la région de St-Hippolyte et Sauve, comme elle nous a paru nécessaire pour rendre compte, ailleurs, dans les hautes Garrigues, du basculement du secteur du Bois de Béjeannes - Cousterau, du Mont Haut du Bois de Monnier, de l'ensemble Causse de Pompignan- bassin de St-Martin-de-Londres, de la flexuration de l'enceinte extérieure de l'anticlinorium du Buèges et du jeu de l'axe anticlinal de St-Guilhem.

Le pays d'Anduze ~~et d'Alès~~, en continuité avec la bordure sous-cévenole de St-Hippolyte-du-Fort, paraît, à bien des égards, en répéter le style.

IV- La bordure sous-cévenole d'Anduze et d'Alès:

Avec des altitudes qui croissent assez régulièrement du Sud-Est au Nord-Ouest de 280, à plus de 350, puis bientôt à 500 mètres, les formes manifestent une extrême lourdeur, souvent couronnées de petits méplats, coexistant curieusement avec une vigoureuse dissection par des thalwegs encaissés; au-delà d'une ligne les Vans-Brahic-Malbosc-Branoux - St-Jean-du-Gard - Lasalle, elles s'effilent, à plus de 600/700 mètres, en longs serres, micaschisteux, gneissiques ou granitiques, sans que la limite de la couverture sédimentaire et du socle se dégage nettement, dans son dessin général, à la lecture de la carte topographique, à la différence de ce qui se passe en pays gangeois. Ces reliefs d'interfluves que sont les serres semblent démontrer que les principaux thalwegs, généralement guidés par la pente d'ensemble du secteur, ordonnent prioritairement les grandes lignes du relief: Chassezac, Gagnère et ruisseau d'Abeau, Cèze, ruisseau d'Amalet et Luech, Auzonnet, Gardon d'Alès, Galeizon et ruisseaux de Bau et Salandre, Gardons de Mialet et de St-Jean, Salindrenque, Ourne. Mais, particulièrement dans la basse partie sédimentaire, des sections de certaines de ces rivières et le tracé d'un bon nombre de leurs affluents se montrent orthogonaux à l'orientation principale vers le Sud-Est ou l'Est - Sud-Est, dessinant une sorte de compartimentage qui n'altère guère la lourdeur générale. A cette occasion, cependant, l'on peut percevoir l'influence d'une structure qui se révélera extrêmement complexe à l'analyse. Outre de multiples adaptations et conformités de détail à cette struc-

ture, en ce qui concerne, respectivement, les tracés hydrographiques et les reliefs saillants, on peut en relever les lignes directrices. Elles sont Sud-Ouest, Nord-Est à Sud - Sud-Ouest, Nord-Nord-Est avec recoupement par des axes Ouest-Est en pays anduzan et jusqu'au Sud d'Alès. A partir d'Alès et jusqu'à la faille dite des Vans, la direction Sud - Sud-Ouest, Nord-Nord-Est persiste, surtout lisible à proximité de la bordure externe; de même demeurent une série d'accidents Ouest-Est, à la vérité légèrement infléchis Ouest-Nord-Ouest, Est - Sud-Est; mais ce sont surtout les orientations Nord-Ouest, Sud-Est et subméridiennes plus ou moins rattachées à la "Dislocation régordane" ou faille de Villefort qui l'emportent. Il en résulte une influence de la tectonique de socle, plus visible que dans la région de St-Hippolyte. Partiellement solidaire de ce socle métamorphique et cristallin et partie intégrante de l'entité prétriasique la présence de deux grands bassins houillers (la Grand'Combe, Bessèges) introduit une seconde différence. Enfin troisième originalité notable: le développement du fossé oligocène, vaste déchirure d'avant-pays. Les étapes de la mise en place des structures n'en sont pas, pour autant, aisées à établir. L'on ne dispose que de dépôts corrélatifs paléogènes et il faut souvent se contenter de l'analyse géométrique des accidents et des modalités de leur recoupement. Par ailleurs, l'on peut constater que beaucoup ont été nivelés. Des traces de surface d'érosion, tout aussi difficiles à dater, subsistent tant sur le socle que sur la couverture mésozoïque. Formes structurales et

formes climatiques quaternaires se juxtaposent dans le fossé d'Alès.

A)- Lithologie et structure:

1)-Le socle anté-stéphanien et les "bassins"

houillers:

Nous rappelons, sur l'ensemble des questions qui touchent au socle anté-stéphanien et aux bassins houillers gardois, quelques titres fondamentaux dans la bibliographie classée qui accompagne le présent travail. La plupart sont repris d'un essai d'analyse structurale que nous avons proposé il y a quelques années (E.COULET, 1966). Nous y ajoutons la Notice de la 3ème édition de la feuille géologique d'Alès au 1/80 000ème, publiée l'année suivante. Que faut-il retenir pour notre propos sur le sujet en cause?

a)-Les "schistes" des Cévennes:

Il n'est guère utile d'étudier longuement ces roches bien connues. Les véritables schistes des Cévennes, affectés d'un faible métamorphisme, sont des roches grisâtres à reflet vert, à chlorite et séricite, à lentilles de quartz "d'exsudation" et à amas de tourmaline, qui présentent, sur les parois de roche nue, des plages hérissées de micro-aspérités et couvertes d'éclats où miroite la lumière. Leur micro-stratification, souvent plus difficile à lire que leur schistosité, s'avère tourmentée par des effets de plissotement et d'écrasement.

Cette roche phylliteuse est sensible à la pénétration de l'eau entre ses feuillets: de la sorte, l'altération chimique

qui tend à l'écartement de ces derniers y prépare le travail du gel. Les gélifracts de petite taille (quelques centimètres de long), plats et anguleux à la fois, présentent des faces patinées de "rouille".

Il s'en faut cependant que ces roches offrent, dans tout l'espace cévenol, une parfaite homogénéité. Non seulement le degré de métamorphisme est loin d'être partout le même, mais encore ce phénomène s'est appliqué à une lithologie diversifiée. De là des variations de faciès entraînant passage à des schistes ardoisiens blancs ou noirs et à des micaschistes plus riches en lenticilles de quartz ou enrichis en biotite (micaschistes à deux micas). A un stade d'enrichissement supérieur en quartz ou en minéraux "profonds"(feldspaths) on passe respectivement aux quartzites qui arment les reliefs ou aux gneiss dont les plus curieux, d'une structure amygdalaire qui, en réalité, les affaiblit, sont dits "conglomératiques".

b)-Granites, filons et "minéralisateurs" cévenols:

Le métamorphisme régional des schistes, gneiss et quartzites des Cévennes, aux plissements souples, est antérieur, sans doute de peu, à la montée des granites intrusifs qui se définissent ainsi comme syntectoniques, ou du moins liées à la phase finale d'une crise orogénique anté-sphénanienne, épisode terminal qui serait lui, d'allure cassante, comme en témoignerait l'extrême fracturation des batholites (P.LAPADU-HARGUES, 1947, pp.459-460).

La Notice de la 3ème édition de la feuille d'Alès (selon les levés de P.LAPADU-HARGUES-1961; B.GEZE -1955; J.PELLET-1963) précise que ces plutons ne sont pas rigoureusement contemporains. C'est le granite non porphyroïde du centre Nord et du Sud-Ouest du Lozère qui aurait pris place le premier (granite dit des Signaux). Il montre dans sa masse une variation continue telle que granite à biotite au Sud, granite à deux micas au centre, granite à muscovite au Nord, il se montre au long de cette coupe méridienne du batholite, de plus en plus acide. Sauf accident tectonique comme la faille de Villefort et celle du Mas-de-l'Air - le Bleynard, sur une partie de son trajet, il entre en contact franc avec les ectinites, plongeant "selon une pente très forte au Sud (jusqu'à 60°), 30 à 40° dans l'Ouest, 10 à 20° dans le Nord" (notice précitée p.15).

Or les autres plutons granitiques se montrent à leur tour intrusifs dans le granite des Signaux, dans l'ordre chronologique suivant: granite porphyroïde, granite à cordiérite et à enclaves granodioritiques dit des Laubies (Nord-Ouest du Lozère), microgranites et rhyolithes, les deux derniers en filons. Le granite porphyroïde à "dents de cheval" intéresse plus particulièrement notre sujet puisque, largement représenté, on le rencontre au Lozère, en Margeride et dans les Clams-de-la-Borne (trois fragments d'un même batholite, séparés par décrochement), mais aussi dans l'ensemble Aigoual-St-Guiral-Liron et dans les massifs de Lasalle, Corbès et de Lichère-Goujouse, commune de Cendras qui en apparaissent

comme les satellites et appartiennent étroitement aux secteurs anduzan et alésien. Fort homogènes ils incluent des phénocristaux de feldspath orthose automorphes et maclés dans une "pâte" formée de feldspaths potassiques, de plagioclases, de quartz et de biotite parfois chloritisée. Zircon, rutile, anatase et tourmaline sont, parmi les minéraux lourds, les éléments les plus fréquents. Les granites de l'Aigoual, du Liron, de Lasalle et de la commune de Cendras s'entourent d'une auréole de métamorphisme de contact. Celle-ci est peu visible macroscopiquement, au niveau de l'échantillon, sauf cicatrice filonienne de suture. Elle apparaît mieux microscopiquement, sous la forme d'une diffusion de minéraux, andalousite et biotite (bien qu'il soit difficile de distinguer la biotite de l'auréole de celle du métamorphisme régional), et dans l'intense plissement de l'ectinite au contact.

Les batholites s'entourent d'un chevelu des filons tardifs, les uns leucocrates les autres mélanocrates. Les premiers aplitiques et pegmatitiques, particulièrement importants et nombreux entre Lozère et Aigoual et à l'Ouest de la faille de Soustelle-Branoux à laquelle ils se montrent parallèles, pénètrent les schistes des Cévennes, microgranites passant aux rhyolites. Les seconds, proches des kersantites quartzitiques, lardent les mêmes schistes cévenols à plus grande distance des masses intrusives. Témoins de manifestations magmatiques prolongées, certains filons ont pu être datés par les terrains qu'ils recoupent. Ainsi des porphyrites recoupent au Nord-Est de Pertes (les Rompudes), les couches de Champclauson

datées du Stéphanien élevé. D'autres gisements des rhyolites d'où semblent provenir ces roches ont été repérées dans les profondeurs du bassin houiller à l'aplomb de "l'Élot" de Rochebelle, Tamaris, St-Martin-de-Valgalgue (J.FABRE, 1957, p.98, citant G.GRAND'EURY, 1890). Quant aux quartz, dont la barytine forme fréquemment la gangue filonienne, non seulement ils traversent le Trias, mais encore le Lias inférieur des Avant-Causse Sud-margériens. Toutefois cette activité s'éteindra progressivement et A.BERNARD (1958, pp.372-373 et 384) estime que c'est avec le Callovien-Divésien que s'arrête l'action des "minéralisateurs" (sur-tout riches en plomb faiblement argentifère) imprégnant les gîtes stratiformes des roches sédimentaires.

c)- Les deux domaines lithologiques et tectoniques du socle anté-stéphanien:

Dans l'ensemble de la Cévenne anduzane et alésienne, l'on découpe deux domaines (notice de la feuille géologique d'Alès, 3ème édition p.16), de part et d'autre d'une ligne joignant le Col de Montmirat, entre Mende et Florac, avec St-Martin-de-Lansuscle (f.de St-André-de-Valborgne, 1/50 000ème, 4,5 kilomètres à l'Ouest de St-Germain-de-Calberte) et le col d'Uglas (même feuille, 3,7 kilomètres au Nord - Nord-Ouest de Mialet). Au Nord-Est de cette ligne, et plus nettement encore dans le compartiment oriental découpé par la "Dislocation régordante" (qui décroche, par ailleurs, les chams de la Borne du Lozère avec un rejet horizontal de 10 kilomètres), les micaschistes à deux micas et les gneiss occupent

une plus grande place. Notamment ces derniers affleurent au contact des bassins houillers de la Grand'Combe et, compte-tenu d'un "synclinal" micaschisteux, de Bessèges. Aux détails près, la structure d'ensemble paraît assez simple, se résolvant "en un vaste pli enraciné à l'Est et couché à l'Ouest (ibid). Les formes de débits moins menues et la résistance supérieure des horizons métamorphiquement "profonds" de cet anticlinal semblent avoir contribué à la conservation d'éléments de surfaces d'aplanissement, ces méplats que nous avons notés au sommet des serres.

Au Sud-Ouest de la même ligne, les faciès, quelque peu différents, sont plus souples, et d'autant plus qu'on se déplace vers le Midi. Le style tectonique revêt, lui aussi, d'autres aspects: deux anticlinoria dont le plus méridional, s'aligne à peu près sur le batholite de l'Aigoual et que sépare une aire synclinale. Ces entités, déversées au Sud, sont affectées de très nombreux replis de détail. L'ensemble paraît moins solide et la conservation des surfaces d'aplanissement ne paraît intervenir de façon appréciable qu'à proximité de la zone de partage des eaux de la dorsale cévenole, requérant des conditions particulières: 1)- continuité d'aplanissements plus largement développés sur le granite; 2)-exhumation récente de la couverture sédimentaire; 3)- limite actuelle du défoncement amorcé depuis l'aval par l'érosion régressive. C'est, en somme, le cas des méplats sommitaux des serres du voisinage de la Can de l'Hospitalet que nous venons d'analyser.

L'allure de cette portion méridionale de la Cévenne est moins cassante que dans le compartiment précédent où les terrains carbonifères ont été conservés, divisés en deux bassins par le horst du Rouvergue.

d)-Les bassins houillers de la Grand'Combe et de Bessèges:

- Les dépôts du houiller, leur nature:

Sédiment végétal, le charbon paraît provenir de l'accumulation in situ de la production de forêts installées dans l'espace riverain de bassins "intramontagneux" modérément subsidents et peut-être héritiers de fossés induits au voisinage de la faille de Villefort et de ses satellites, avec apports complémentaires en provenance d'espaces peu éloignés. En effet: "un soulèvement, suivi d'exondation eût livré les veines de houille à l'érosion. Une dépression brutale, augmentant l'épaisseur de la nappe d'eau, eût détruit la forêt et fait succéder, aux couches productives, des dépôts stériles" (E.COULET, 1963, p.449). On doit donc concevoir les passages verticaux et latéraux qui assurent la succession des horizons charbonniers avec les "morts-terrains" comme l'expression même des changements de rythme de la subsidence. Chronologiquement, les charbons passent des houilles grasses aux types anthraciteux. Cette modification est peut-être liée aux transformations du milieu sédimentaire, mais elle ne peut davantage être séparée de changements survenus dans la nature du couvert végétal où les gymnospermes tendent à acquérir de l'importance, avec le

temps, par rapport aux Cryptogam vasculaires, sans qu'on puisse facilement séparer ce qui revient à la dynamique évolutive propre au monde vivant et à l'influence des "sols de végétations" qui, parallèlement, se sont appauvris en silice et enrichis en bases et en fer (G.LIVET, 1943, pp.71-73). Mais quelles que soient ses transformations, le sédiment carboné reste finalement de la même nature détritique que les "morts-terrains".

Ceux-ci sont formés de conglomérats, de grès, de schistes et quelquefois de calcaires. Les schistes s'avèrent plastiques, comme d'ailleurs le charbon lui-même. Calcaires et surtout grès et conglomérats sont davantage cassants.

Parmi ces derniers, l'un des plus remarquables est une sorte de brèche (la "gratte" des mineurs) composée de fragments de quartz subanguleux et de schistes métamorphiques hétérométriques et revêtus d'une teinte lie de vin, préalablement à leur dépôt, mal liés dans une pâte de grès feldspathiques ou de schistes onctueux, véritable "purée de micas", toujours établie à faible distance du socle, lui-même altéré. Ce n'est pas le seul horizon basal possible: la "gratte" peut être remplacée par des schistes gris micacés ou des argilites rougeâtres, mais elle se développe dans divers niveaux stratigraphiques et toujours proches du substratum. Elle souligne ainsi le caractère transgressif du Houiller par rapport à celui-là.

Les dépôts houillers, leur transgressivité vers l'Ouest et le Nord-Ouest:

Datées en grande partie grâce à la phytopaléontologie, les couches houillères qui reposent sans déplacement apparent sur un socle métamorphique usé (lacune du Westphalien) mais pas véritablement aplani, appartiennent à la partie stratigraphiquement élevée du Stéphanien inférieur et au Stéphanien moyen.

Cet élément autochtone est disposé de telle sorte que le contact se fait à l'Est avec les termes les plus anciens de la série en cause (h^2_a : couches du Bois Commun, de Laval, de Ricard, de Feljas); puis, en direction de l'Ouest et du Nord-Ouest ce même contact concerne des termes de plus en plus récents (h^2_b : couches de Champclauson et de Portes-la-Vernarède à quoi succèdent h^2_c - les Poudingues du Mont Chatenet ou forêt de la Vernarède, au Nord de la faille de Chamarit).

Disposition transgressive évidente qui, pensons-nous, s'expliquerait mieux par une déformation systématique déplaçant progressivement l'ombilic de l'aire sédimentaire vers l'Ouest et le Nord-Ouest, ce qui serait en accord à la fois avec l'existence de débris grossiers dans les formations stratigraphiquement élevées et avec l'avancée des écailles de la série allochtone (P. PRUVOST, 1960-63, pp.11-18).

--- Les écailles du Stéphanien inférieur:

Dans l'Est des bassins, tant de Bessèges que de la Grand'Combe, apparaissent en effet des couches appartenant au

Stéphanien inférieur (successivement, de bas en haut: stérile de Gagnières, couches de Doulovy et du Mas-Dieu; couches de St-Germain, couches "grasses" de Gagnières, de Ste Barbe et de Molières, couches de St-Jean).

Ces termes dont on ne connaît pas le substratum, minces dans la région de la Grand'Combe, plus épais vers le Mas-Dieu et vers Ressèges, viennent en recouvrement anormal, suivant un système d'écaillés à face inférieure originellement peu pentée, des terrains autochtones plus récents énumérés au paragraphe précédent. L'accident qui s'accompagne de "l'apparition d'une schistosité de fracture" et d'une "mylonitisation du charbon" (notice feuille géologique d'Alès, 3ème édition, p.17) peut être aisément observé en surface: au col de Malpertuis, près de l'ancien puits du Pontil, une coupe très démonstrative en ayant été levée par G.LIVET (1943), à la "fenêtre" du ravin de "Sans Nom", non loin du Pradel et aux carrières de Mercoirol, en bordure de Rouvergue où l'avancée de "l'allochtone" n'a laissé subsister qu'un mince liseré "d'autochtone".

Le recouvrement anormal, affectant le Stéphanien moyen, lui est forcément postérieur. D'autre part, il s'avère anté-triasique: dans le Sud du bassin de la Grand'Combe, sur le parallèle même de cette ville, le Trias recouvre indifféremment les faisceaux charriés du plateau des ruines de Trouillas, l'autochtone de Trescol, puis, vers l'Ouest, le socle anté-stéphanien.

--- L'ultime phase pré-triasique: tectonique cassante
et resserrement du bassin de la Grand'Combe.

Si disloqué que soit la couverture triasique, elle se montre beaucoup plus calme que le Houiller sous-jacent où la fragmentation des couches exploitables est sans cesse répétées (les "caisses" des mineurs). Cette situation peut être due, pour l'essentiel, aux propriétés mécaniques propres des couches carbonifères et résulter de l'écaillage précédemment décrit. Il y a cependant autre chose: A. BERNARD (1958, p.35) note l'existence de phénomènes de compression (pli de la Panissière de direction Nord-Ouest, Sud-Est) postérieurs à la mise en place des recouvrements anormaux. Il met ce phénomène en rapport avec une première surrection du horst du Rouvergue dont l'effet a été de rétrécir le bassin de la Grand'Combe (J. LOUIS, 1954). Il s'agit d'accidents soit parallèles, soit perpendiculaires à la bordure du Rouvergue, proches de la verticale et affectant à la fois le socle et le houiller (J. FABRE, 1956, pp.121-122) dont certains, n'ayant plus joué, n'intéressent pas le Trias.

Ainsi, à l'occasion de ces mouvements "posthumes" (A. BERNARD, 1958, p.35) et dans une certaine mesure, les couches carbonifères "suivent" les déformations de leur substratum, pour reprendre une expression de J. FABRE (1957, p.99). C'est attirer l'attention sur la tectonique du socle dont on peut apprécier, à travers les données de l'observation actuelle, les effets cumulatifs.

e)-Les effets de la tectonique du socle:

On peut les apprécier en chiffrant la déformation d'ensemble de la discordance pré-triasique, compte-tenu de ses irrégularités longitudinales et transversales.

-- La déformation d'ensemble:

A l'échelle concernant le problème posé, le degré d'usure de la topographie pré-triasique et ses variations locales que nous tenterons d'apprécier plus bas, n'interviennent guère.

Rappelons qu'à l'Ouest de l'accident de Villefort, la discordance post-hercynienne est attestée au flanc Sud du Lozère vers 1100 mètres (surface pré-triasique, près de la Cham du Pont) et à une altitude un peu plus faible vers Montmirat (surface pré-triasique) comme on peut le contrôler sur les feuilles de Genolhac et de Florac. Mais il faut ajouter que les Plans sommitaux - aplanissements d'âge indéterminé dans leur forme actuelle et qui dépassent 1500 et 1600 mètres - en dérivent après exhumation, survenue au cours du Tertiaire, de la couverture mésozoïque de ce massif. Après une forte dénivellation, A. BERNARD (1958, p. 43) relève un net adoucissement de la pente affectant la discordance dans le compartiment Carnoulès-Valz (f. d'Alès, 1/25 000ème, n^{CS} 5-6) citant des cotes relatives de 81 à 90 mètres passant à -140 (vallée de l'Alzon) et à -200 (Valz). De même la disposition des strates secondaires permet d'inférer que l'interface post-hercynien est peu penté sous le synclinal de Mialet.

A l'Est de l'accident de Villefort, on retrouve la discordance pré-triasique proche de 800 mètres vers le Mas de l'Air (Ayre), alors qu'elle se tient à près de 200 mètres à Gravières (f.de Bessèges, 1/25 000ème, n° 1-2), soit pour une distance de 8 kilomètres, une corde soutenant l'arc théorique de déformation, inclinée de 7,5% sur l'horizontale.

Mais c'est au-delà de la faille des Cévennes et du domaine d'Arenne, soit d'un alignement St-Ambroix, Alès, Peyremale, Anduze que la "plongée" du socle s'accentue considérablement. Au sondage de St-Jean-de-Maruéjols n°4, des schistes noirs stéphanien à plan-tes ont été traversés sur 261 mètres, au-dessous des 1732 premiers mètres de terrains plus récents. Surtout lors de la campagne sismique de 1952, sous les Garrigues de Lussan, il a été possible de dessiner deux "fantômes", subparallèles entre eux et peu pentés, en-dessous desquels les miroirs de réflexion obtenus "ne donnaient qu'une image confuse et incohérente". Il est donc permis de penser que l'un d'eux correspond "approximativement à la localisation de l'interface Paléozoïque-Mésozoïque". D'où résulterait, entre Vendras, proche de Lussan et le Pic de Finiels, sommet du Lozère, une dénivellation globale variant entre 6200 et 7200 mètres, pour une distance horizontale de 55 kilomètres (M.GOTTIS, 1957-64, pp.30,31 et 36 et A.BERNARD, 1958, p.42).

Evaluation globale qui doit tenir compte d'irrégularités qui paraissent plus nombreuses en basses Cévennes que sous les Garrigues de Lussan.

--- Les irrégularités longitudinales:

Ce sont des culminations de style divers qui ramènent le socle à la surface ou le laissent demi-enfoui: horst de Paillères, prolongements souterrains, du Rouergue, connus par les sondages des Oules, de Malbosc, des Plantiers et de Rouvelong, en direction du Gardon, au Sud: sans doute faut-il leur rattacher, plus à l'Est l'"flot" du Mas-Dieu et celui de Rochebelle-Fontanes: ajoutons l'anticlinal modéré du Houiller de St-Jean-de-Valérisclé- Molières.

Ces culminations peuvent être ramenées à proximité du niveau du sol par des failles à regard Ouest, comme la faille de la Panissière ou celle de Lavabreille. A. BERNARD (1958, pp. 374-378, 379) remarque combien l'ampleur de ces culminations et leur style dépendent du matériau constitutif. Soit, selon un ordre de "compétence" d'intensité décroissante: le granite (St- Félix-de-Paillères), les schistes (abords du Rouvergue et ennoyage méridional du même horst de St-Félix), roches carbonatées (le cas se rencontrerait, hors du secteur étudié ici, à Malignes, en pays vignais), séries houillères pré-citées, enfin, " qui entraînent un adoucissement notable" de ces entités. C'est justement en fonction des propriétés mécaniques dissemblables de ses constituants que nous avons esquissé ci-dessus une étude analytique du socle anté-triasique.

Par ailleurs, ces irrégularités longitudinales qui acci- dentent la pente de la surface de discordance orientée à l'Est - Sud-Est ne sont guère séparables des accidents transversaux.

--- Les accidents transversaux:

Ceux-ci apparaissent comme des répliques de l'accident de Villefort dont la prolongation cachée en direction de Vézénobres et de Nîmes a été invoquée (A.BERNARD, 1958, p.33), les unes et les autres ayant évidemment joué au Tertiaire.

Ainsi s'est trouvé mis en place un système de horsts et de grabens s'allongeant du Nord au Sud ou du Nord-Ouest au Sud-Est:

-Horst de la commune de Soustelle, au Sud duquel, se dégageant des schistes, apparaissent les granites de Goujouze-Valmalle, limité par la faille de Soustelle-Dranoux; horst du Rouvergue, prolongé par le bloc basculé qu'enserrent les cassures du Vern et de Tarabias; horst de Bonnevaux entre les failles d'Aujac-Bordezac et du Mas de l'Air, cette dernière relayée à l'aval par l'accident de Banne.

-Fossé d'Alès- la Grand'Combe, prolongé, au-delà de la cassure transversale du Col de Portes, en direction de la Verna-rède et de Chamborigaud; fossé des Vans où sont conservés des causses liasiques et jurassiques; à mi-chemin entre les deux précédents, le bloc basculé de Sénéchas porte, fort loin dans la montagne, des éléments de couverture sédimentaire, au long de la lèvre abaissée de la faille d'Aujac-Bordezac: il semble être ainsi suffisamment abaissé pour figurer dans la liste des fossés.

Classiquement, en effet, les limites de la couverture sédimentaire s'avancent à l'Ouest - Nord-Ouest dans les fossés;

elles reculent vers l'Est au niveau des horsts. En même temps, chacun des compartiments, ainsi délimités, assume un style tectonique propre, tant en raison de sa position que de la nature et de l'épaisseur des sédiments qui y ont trouvé refuge contre l'érosion. C'est le principe d'une division en "panneaux" de taille moyenne dont A. BERNARD (1958, pp. 37 à 49) a dressé une liste, utile en particulier, pour localiser les modifications dans les faciès du Trias. En effet, avant de répertorier, dans le cadre de ces panneaux, les accidents de la structure, il est bon de rappeler brièvement les particularités lithologiques des sédiments secondaires.

2- Particularités lithologiques des sédiments secondaires

a)- Le Trias cévenol:

Transgressif et détritique, il admet, en zone cévenole à sous-cévenole, les divisions des faciès d'affinités "germaniques", ordinaires en Bas-Languedoc.

Bien que succédant à une lacune permienne, les horizons gréseux de base, (0 à 80 mètres), souvent mal cimentés, admettent des faciès conglomératiques à galets roulés de quartz blanc et de quartzites sombres (jusqu'à 15 cm de diamètre) qui ne témoignent pas d'une planité étendue du relief, particulièrement dans l'actuel bas-pays. En effet, vers le Nord-Ouest où parviennent des termes ultérieurs de la transgression, les arkoses, mieux liées par un ciment quartziteux, sont plus fines. Vers le haut, des grès psammitiques moins solides, sont à signaler dans l'arrière pays d'Anduze.

Les niveaux carbonatés de la série triasique (datés à St-Ambroix) peuvent appartenir à la fin du Muschelkalk et au début du Keuper. Ils sont encadrés de marnes noires rubannées contenant de minces bancs dolomitiques. Entre elles, sur une quinzaine de mètres dans la région d'Anduze, un peu plus dans le secteur d'Alès, une masse de calcaires dolomitiques à cassure noirâtre mais à patine jeune, formant localement corniche et très caractéristique de l'espace pré-cévenol.

Le Keuper moyen et élevé est bien le niveau des marnes en partie gyropifères (pied de la falaise du Peyromale, Molières), mais coupées de grés supérieurs arkosiques peu cohérents (feuille d'Alès) ou coiffées de calcaires dolomitiques et de marnes sans niveaux salifères (feuille d'Anduze). Des traces de lignites y sont relevées à St-Jean-du-Pin. Par ailleurs les puissances du Keuper, de 0 à 200 mètres, montrent une variabilité remarquable.

L'on sait que ce phénomène, joint à l'observation du comportement de cet ensemble sédimentaire plastique, ici laminé, là surplissé, giclant au long d'accidents cassant comme la faille d'Anduze, a inspiré la thèse de M.GOTTIS (1957-64, pp.22-28) fondée sur une relative indépendance de la couverture post-triasique.

Mais A.BERNARD (1958, pp.8-9) reconnaît, dans le Keuper, trois types compréhensifs de faciès à signification paléogéographique comportant des différences d'épaisseurs originelles, antérieures à toute déformation disharmonique. Exploitant ce travail, nous avons résumé l'essentiel de son apport ainsi (E.COULET,

1963, pp.470-471).

- "Vers la montagne, à l'Ouest, on rencontre un faciès (mince) à forte tendance littorale (St-Paul-Lacoste) ou tout à fait littoral (Le Mas de l'Ain).

- Plus éloignés des anciens rivages dont la cartographie précise n'est pas possible, on recense des roches très diverses: par exemple des arkoses cristallines grossières (St-Sébastien-d'Aigrefeuille, St-Félix-de-Paillères); ou encore des marnes noires bitumineuses, sans gypses. Il s'agit, selon A. BERNARD, de dépôts limités à des hauts fonds barrant des lagunes: d'où la désignation de faciès "barrière". Ils ne comportent jamais de marnes irisées à sulfates.

- Celles-ci représentent le colmatage des lagunes. Le type peut en être pris dans les déblais du sondage S.N.P.L.M. de Durfort n°3. Ce sont des évaporites caractérisées. Elles contiennent peu de sel gemme et se montrent, au contraire, riches en gypse. Elles ne définissent donc pas un dépôt salin à chlorures, mais un "environnement pénésalin à sulfates". La dolomie qu'elles contiennent résulterait non d'un phénomène de métasomatose, mais proviendrait de précipitations directes. En outre, la répétition de petits cycles de dépôts (même s'ils font intervenir des oscillations climatiques rythmées) permet de supposer que le fond des lagunes avait tendance à se dérober. D'où le nom de "faciès subsident" proposé par A. BERNARD.

L'on voit que l'interprétation de cet auteur tend à limiter les possibilités offertes aux variations de puissance du

Trias marneux par déformations disharmoniques qui ne sont guère concevables en dehors du "faciès subsident". Mais elle ne les exclut pas et, mieux, elle aide à les localiser et à les expliquer.

b)- Le Lias :

L'on sait (chapitre Ier) qu'il est marqué par la mobilité contemporaine de la dorsale proto-cévenole.

Si le Rhétien, formé de calcaires gréseux ou dolomitiques jaunâtres et de marnes noires, mérite ici une mention spéciale, c'est à cause de la difficulté qu'on a pour le distinguer des niveaux encadrants. Bien caractérisé et daté, avec 30 à 35 mètres d'épaisseur près de St-Ambroix, encore discernable aux Assions non loin des Vans, il se réduit considérablement vers le Mas de l'Air. Les auteurs de la feuille géologique d'Alès au 1/80 000ème (3ème édition) ont pris souvent le parti de le regrouper avec l'Hettangien inférieur. Dans le secteur d'Anduze, des dolomies à dragées de quartz et la disparition des marnes rouges du Trias au profit des marnes noires, le signalent sur 20 à 25 mètres. En pays alésien, A. BERNARD (1958, p.13 à 16) ne retient dans le Rhétien que les faciès carbonatés et "renvoie conventionnellement" les faciès gréseux dans le Keuper.

A une exception près dans la région des Vans, l'Hettangien se caractérise par une certaine homogénéité sous-régionale qui permet, toutefois quelques variations d'épaisseur. La base est formée par des calcaires gris cendrés à lits noduleux plus ou moins marneux; le sommet est envahi par une dolomie compacte

gris foncé, à bancs de 0,5 à 2 mètres recoupés par des diaclases orthogonales occasionnant un débit "parallélipipédique", et qui peuvent s'empiler sur 30 à 35 mètres de puissance. Aux Vans, le calcaire noduleux est remplacé par un faciès sublithographique et l'imprégnation magnésienne disparaît. Par ailleurs l'Hettangien qui se montre épais de 150 à 200 mètres dans le synclinal de Miallet, s'affirme très réduit aux environs de St-Sébastien-d'Aigrefeuille. Tantôt il montre la dolomie succédant directement aux grés rhétiens, tantôt, s'interposant, la série marno-calcaire noduleuse "transitionnelle" (A. BERNARD, 1958, pp. 17-18). Toutes circonstances qui plaident en faveur d'une irrégularité relative du milieu sédimentaire.

Avec le Lias moyen, les signes d'instabilité de la dorsale cévenole se multiplient, dont les effets se font sentir dans la marge sédimentaire subordonnée. D'où les calcaires gris à chailles du Sinémurien dont l'imprégnation par la silice trahit l'influence de terres émergées proches qui diffusent ce constituant. Le dépôt atteint 100 mètres à St-Ambroix. Il s'amenuise à partir de Banne pour disparaître vers les Vans. Au Sud, le Sinémurien s.s. (c'est-à-dire inférieur) prend un faciès argilo-terreux; avec le Lotharingien (Sinémurien supérieur) l'apparition d'un faciès bioclastique confirme les tendances néritiques. Encore la pente semble-t-elle plus rapide sur ce versant oriental que sur celui des Grands Causses, trahissant la dissymétrie de la ride proto-cévenole. Au Pliensbachien qui a donné, en général, des calcaires siliceux puis des calcaires marneux ou gréseux, avec débit en miches au sommet,

dans la région du Bois de Valz, les épaisseurs sont faibles (50 à 80 mètres) et la tendance à l'émersion s'impose: surface de bancs corrodés, incrustée de nodules ferrugineux, ornée de perforations du hard-ground carixien du Bois de Valz; lumachelle domérienne de St-Ambroix contemporaine des schistes bitumineux de St-Paul-le-Jeune. La surrection du Lozère a dû entraîner le décapage de cette culmination jusqu'au Trias dont le démantèlement partiel semble devoir être mis en rapport avec les grès arkosiques du Lias du Nord des Vans. (Notices des f.géologiques d'Alès au 1/80 000ème et d'Anduze au 1/50 000ème; M.GOTTIS, 1957, p.209; E.COULET, 1963, p.549). Ces divers niveaux, minces, résistants, souvent assez bien lités font contraste avec la sédimentation du Lias supérieur.

Là, règne, au Toarcien, une relative homogénéité de dépôts avec, à la base, les célèbres "schistes cartons" (marnes noires bitumineuses), passant, vers le haut, à des marno-calcaires ou à des marnes grises de plus en plus clairs. Puissant d'une soixantaine de mètres au Bois de Valz, encore épais aux Gypières proches d'Anduze, il va s'amincissant au Sud et, au Nord, il manque "entre le horst de Fontanes, le Rouvergue et le Dôme de l'Auzonnet". A cette lacune correspond une forte minéralisation (A.BERNARD, 1958, pp.371-373). "C'est, sans doute, le fait de courtes exondations, ou, tout au moins, de violentes érosions sous-marines, exercées par les courants sur des hauts fonds. Les Ammonites usées, remaniées, entassées, les grains de quartz, probablement empruntés au Trias, les imprégnations ferrugineuses achèvent d'y accréditer l'existence

de conditions névrotiques" (E. COULET, 1963, pp. 549-550). Celles-ci sont encore attestées, entre St-Ambroix et Courry, par le caractère lenticulaire du dépôt qui, de St-Paul-le-Jeune aux Avelas, montre en outre un faciès différent: calcaires colithiques ou à Entroques ferrugineux.

L'Alénien se présente souvent sous la forme de calcaires à accidents siliceux. Il s'étend assez loin vers l'Ouest puisqu'il est représenté au Mas de l'Air par des calcaires bréchiques. Le caractère essentiel est son amincissement du Sud au Nord: 40 à 50 mètres au Bois de Valz; 10 mètres à St-Ambroix; vers St-Paul-le-Jeune il devient lacunaire et lenticulaire; à Naves, à l'Ouest des Vans, il contient un minerai de fer calcaire colithique et bréchi-que. Dans le secteur d'Anduze, la carte au 1/50 000ème géologique ne le sépare pas du Bajocien.

c)-Le Dogger:

Partout, en secteur sous-cévenol, le Bajocien inférieur est difficile à individualiser et semble montrer de grandes variations d'épaisseur. C'est l'annonce de la "petite crise" qui se manifeste, à quelque distance et qui a été mise en évidence au dôme de Gornières. Pendant que les couches aléniennes et bajociennes inférieures qui s'y étaient déposées en discordance angulaire avec l'Hettangien, y sont érodées, des calcaires à Entroques se mettent en place au flanc oriental de la ride protocévenole (Bajocien élevé) très diversement colorés selon les lieux (lie de vin aux Vans, jaunes entre St-Ambroix et Alès, légèrement dolomitisés au

Bois de Valz). La dorsale conserve son efficacité au début du Bathonien, comme le prouvent les horizons ligniteux des Grands Causses, faciès d'isolement. Mais la transgression s'installe sur le dôme de Gorniès qui paraît s'effacer tandis que monte le Lozère. C'est ainsi que le Bathonien inférieur demeure réduit ou lacunaire dans le Nord de notre secteur. Vers St-Brès, il est formé de débris d'organismes nérétiques, bréchique, chargé de quartz et de feldspaths. Au Sud d'Alès, il s'agit d'un calcaire à Entroques roux où l'on relève des phénomènes de silicification et de dolomitisation. Mais ces derniers n'acquièrent pas encore un caractère dominant. Le Bathonien supérieur bien que présent à Malons, au Causse Moignard, à St-Ambroix (calcaires gréseux gris de faciès "ardéchois") manque fréquemment dans le Nord de notre domaine. Ce n'est qu'à partir de l'Arbouscet (à hauteur d'Anduze, mais sur l'autre rive du Gardon) que s'installe la grande dolomie grise annonçant le régime sédimentaire contemporain dans les hautes Garrigues.

d)- Le Jurassique supérieur:

Il est marqué par d'amples oscillations transgressives -régressives: les premières rapides, les secondes plus ménagées.

--- L'oscillation signalant les niveaux calloviens, divé-
siens, argoviens:

Au Callovien le "détroit Mende-les-Vans" paraît fonctionner. Il s'en suit que cet étage est attesté jusqu'au Causse Moignard. Plus au Sud, on ne relève guère que la base et, partiellement, des horizons moyens qui lui appartiennent: marnes, calcaires marneux

ou argileux, avec des passées sombres à fossiles pyriteux. C'est le faciès "ardéchois" qui, à la latitude de Durfort, s'écarte de la zone sous-cévenole pour pousser une pointe aux abords de Quissac (M.GOTTIS, 1957-64, pp.211-212). Aux abords d'Anduze, le Callovien, incomplet, s'achève sur un hard-ground (notice f. géologique d'Anduze au 1/50 000ème).

Sauf quelques faibles lambeaux vers Alès et Naves, le Divésien qui correspond au maximum régressif, manque partout (M. GOTTIS, 1957, p.150 et pp.447-448 et notice des f. géologiques d'Alès au 1/80 000ème et d'Anduze au 1/50 000ème).

L'Argovien se montre, au contraire, partout transgressif. Débutant par un "cordon grumeleux" de calcaires marneux gris bleuté de 1 à 3 mètres, abondamment fossilifère, il se poursuit par des calcaires délitables à pâte grise.

--- L'oscillation du Jurassique supérieur

La transgression "néc-jurassique" ainsi amorcée se prolonge, au Rauracien avec le dépôt de 70 à 100 mètres de calcaires gris noirs, à patine brune à la base (admettant des alternances irrégulières de schistes et marnes grumeleuses durcies), puis à patine plus claire. Avec les calcaires gris clairs en dalles et à pâte sublithographique du Kimméridgien inférieur ou Séquanien, aboutit une "banalisation" largement régionale du faciès qui paraît indiquer l'étale de la transgression. Le Kimméridgien ss offre classiquement ses bancs métriques de calcaires à patine blanche et à cassure conchoïdale, formant des corniches dont les revers sont

karstifiés; il s'achève par le faciès ruiniforme de Païolive, micro-bréchoïde et parfois faiblement dolomitisé. Quant au Portlandien, bréchoïde, quelque peu marneux, semé de rognons de silex, il n'intéresse guère que les environs d'Alès et d'Anduze. Déjà régressif il annonce les temps néocomiens où le rivage se tient en contrebas d'un relief proto-cévenol qui s'efface tandis que progressivement et orthogonalement se met en place l'isthme durancien.

e)- Les dépôts néocomiens:

Sans grande originalité par rapport à l'ensemble régional, nous ne leur consacrerons qu'un bref rappel.

Notons cependant l'intéressante série du site éponyme de Berrias: bancs de calcaires minces à modelé micro-karstique, pseudo-brèche à éléments tithoniques remaniés, calcaires sublithographiques, calcaires argileux à nodules ferrugineux. C'est ce faciès élevé qui est particulièrement représenté dans la région d'Anduze.

Dans la région subcévenole, le Valanginien peut se montrer épais de 80 à 300 mètres et plus. A dominante classiquement marneuse, surtout à sa base, il montre, dans la région d'Alès, des bancs de calcaires gréseux et ferrugineux, alternant avec des marnes feuilletées, en sa partie moyenne, que surmontent des calcaires roux à Entroques ou des calcarénites (Rousson). La même abondance de bancs bioclastiques et graveleux se retrouve dans le secteur anduzan (Logrian). Dans les deux cas, la variation du faciès revêt la même signification que celle qui est dévolue au

type "miroitant" de la région montpelliéraine et des hautes Garrigues (notice de la feuille d'Alès au 1/80 000ème, 3ème édition).

L'Hautérivien débute par des marnes qui supportent un marno calcaire dont le "débit à miches" est caractéristique. Les horizons supérieurs de calcaires compacts à bancs épais, avec hard grounds et surface d'émersion, sont davantage caractéristiques des moyennes Garrigues gardoises (environs de Lussan- Cassagnoles).

Le Barrémien inférieur relève, en somme, du "faciès ardéchois" de mer ouverte, calcaires lités et marnes. Le faciès urgonien qui intéresse les niveaux supérieurs est récifal, mais surtout remarquable, dans la région d'Alès, par l'importance des passées oolithiques et crayeuses et par l'abondance des brèches cataclastiques assez improprement mais traditionnellement désignées comme des "mylonites". Ces dernières ne sont intelligibles qu'à la condition de prendre en considération la structure.

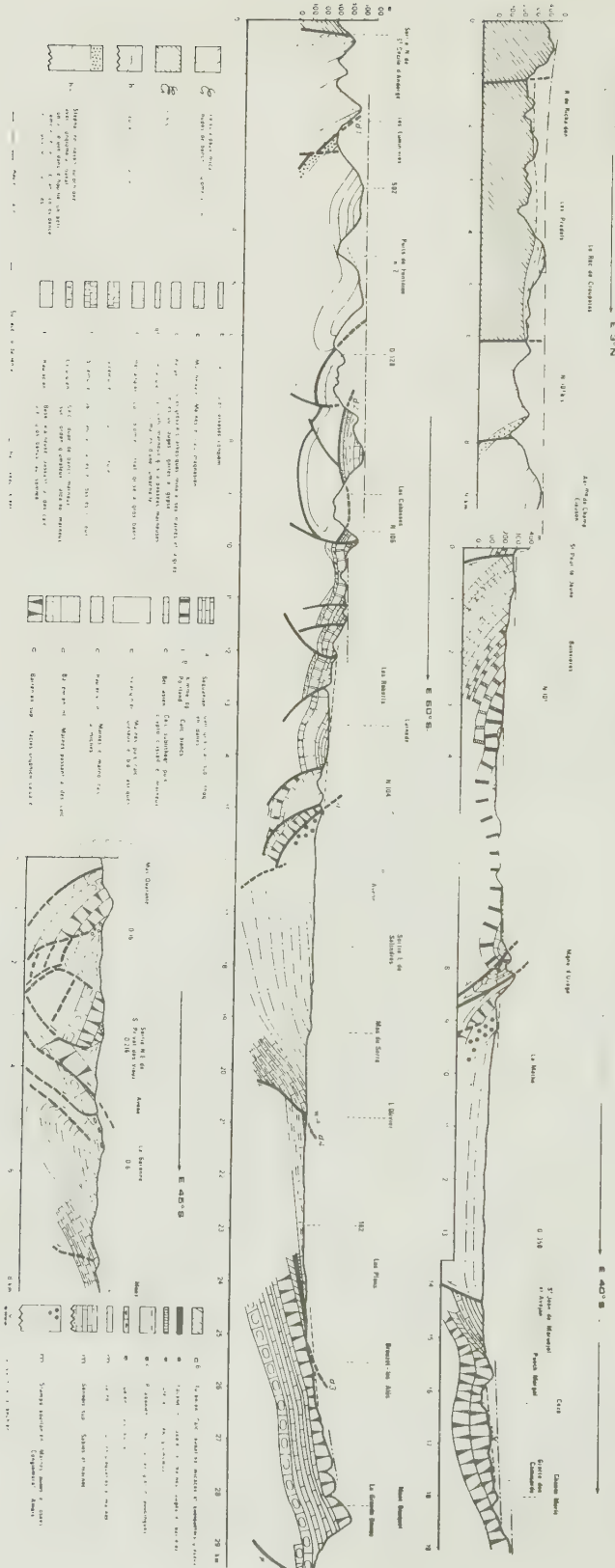
3-La structure de la zone sédimentaire sous-cévenole-

Ainsi qu'annoncé, nous adoptons la division en "panneaux" de taille moyenne proposée par A.BERNARD (1958, pp.37 à 49) comme le cadre le plus commode pour ordonner cette description, reprenant les éléments d'une étude antérieure (E.COULET, 1963, pp.533-544).

a)-"Le bassin" triasique d'Alès- la Grand'Combe :

Les trois faciès du Trias y sont représentés. Le faciès "barrière" coiffe l'anticlinal houiller de Rochebelle -Fontanes. C'est au Nord-Ouest, " en amont" de cette culmination que domine

ZONE SOUS-CEV N 111 : SYNTHÈSE D'ALÈS



le faciès "subsident" qui s'y montre étendu et assez puissant. Un faciès mixte, laguno-barrière " de transition", est développé le long du Rouvergue. Sur ces faciès du Trias, inégalement puissants, le Lias dolomitique et calcaire repose quasi-tabulaire et peu dérangé. Vers le Nord-Ouest, sa limite, très simple, relève de la pure érosion. Le panneau est encagé à l'Ouest- Sud-Ouest et à l'Est - Nord-Est par la faille de Soustelle-Bramoux et par les accidents bordiers du Rouvergue. Sauf l'affleurement de Rochebelle-Fontanes, la plupart des dislocations, affectant sérieusement le Stéphaniens, marquent peu dans la topographie: failles d'Argentan, d'Amelhens, de Lavrabeilles.

b)-Le "pays jurassique d'Alès-les-Mages":

On le découpe au Nord - Nord-Est d'Alès, bande étroite de 4 kilomètres de large, entre les affleurements triasiques qui bordent le Rouvergue et le Crétacé qui s'étire en lisière du fossé oligocène. Le Trias, à la base de la série mésozoïque y revêt son faciès lagunaire, sauf au Nord, à proximité de la faille des Ribots qui annonce la culmination houillère de St-Florent-sur-Auzonnet, St-Jean-de-Valériselle.

Les accidents transversaux cassants n'y sont pas inconnus, comme la faille des Ribots, précisément, et celle de la Crouzette dont le tracé est établi dans le prolongement du Rouvergue. Toutefois, les orientations Sud - Sud-Ouest, Nord - Nord-Est dominent, formant un réseau serré; en général il s'agit de failles normales. du moins pour leur rejeu le plus récent et le plus évident, à

regard tourné vers l'Orient; citons: les failles de la Nougardède n^{os} 1 et 2, des Meillasses, celle dite " des Cévennes" qui passe à l'Ouest de Rousson et à l'Est des Rosiers. Une complication apparaît dans la partie méridionale de ce panneau: le recoupement oblique de la faille de Drulhes par l'accident dit "de l'Oxfordien" dans la nomenclature des Houillères, faille normale qui est connue, en surface, sous la dénomination de faille de Rouveau et dont le rejet est considérable. Ainsi se trouve fortement dénivelée la couverture sédimentaire qui se montre aussi plissée du Trias au Jurassique supérieur.

On distinguera, avec M.GOTTIS (1957-1964, pp.16-18): le Synclinal des Escarrieux-Caussonille, le demi-synclinal de St-Julien-de-Valgalgues, les deux dômes de l'Ouest de Lagardie et de Lacimas, les structures serrées et hâchées incluses entre les failles des Meillasses, au Nord-Ouest, et "des Cévennes", au Sud-Est. Les axes plissants, compatibles avec l'orientation pyrénéo-provençale, s'avèrent quelquefois indépendants des failles: dômes de l'Ouest, de Lagardie et de Lacimas. Dans d'autres cas, ils en subissent l'influence, comme dans les figures plissées de St-Julien-de-Valgalgues et des Escarrieux-Caussonille.

c)-" De la vallée de l'Auzonnet jusqu'au-delà de la vallée de la Cèze":

Le Trias y appartient assez généralement au faciès "lagunaire". Le Lias y est très étalé: aux larges affleurements de l'aire peu dérangée de Robiac, il faut ajouter ceux qui occupent

le compartiment Est de la faille des Terrasses-Meyrannes. Il supporte, à son tour, des formations du Dogger, effondrées, dans la même direction orientale par les répliques de la faille "des Cévennes": accidents de Banassac, de Larnac, de la Vivaraise. Mais ce Jurassique moyen ne forme finalement qu'une bande étroite et déportée à l'Est, parcourue par la Nale 104.

L'une des originalités de ce panneau réside dans les boutonnières de St-Jean-de-Valériscle et de Molières, signalant une culmination des formations anté-triasiques, en forme d'anticlinal "très doux" où le Houiller reparaît au jour, ramenant le Trias inférieur gréseux plaqué à son toit. Les pendages opposés de cette figure structurale ne sont pas égaux. Son flanc Est s'enfonce assez rapidement sous la faille des Cévennes (qui elle-même "s'aplatit") entre les Mages et St-Ambroix. Son flanc Ouest, au pendage plus modéré "ménage le panneau liasique tabulaire de Robiac qui se relève légèrement vers le Nord et l'Ouest en direction du col de Trellis" (A.BERNARD, 1958, p.41).

La couverture a réagi d'une manière propre à la proximité du substrat stéphanien:

- d'une part, elle admet des variations synsédimentaires de puissance qui témoignent des irrégularités de ce substrat.

- d'autre part, elle est affectée d'un système de fractures "en éclats de vitre" où s'imposent, entre autres, la direction de la faille "des Cévennes" et de ses satellites, ainsi qu'une direction qui lui est orthogonale (failles parallèle à la faille des

Ribots, accidents prolongeant plus ou moins directement la cassure d'Aujac-Bordezac).

-enfin, elle est plissée, partout où l'influence du substrat se fait plus discrète. Citons: la très curieuse "disposition synclinale annulaire, montrant une nette inversion de relief et entourant une dépression anticlinale située légèrement au Sud-Est de la ferme de Maraval"; la "selle anticlinale de la Couze" ... ouverte à l'Ouest" sur le Houiller de Molières" et ramenant au jour l'Hettangien", dans le demi-dôme appuyé sur la faille de Larnac, après "un bref ennoyage" un peu au Sud des Miniers (f.d'Alès, 1/25 000ème, n^{OS} 3-4); "le vaste synclinal du Serre de Banassac d'axe Nord-Est, Sud-Ouest, légèrement arqué et à convexité tournée vers l'Ouest"; l'anticlinal de Meyrannes, au coeur duquel affleure le Trias, sur la lèvre Nord-Ouest de la faille de Montalet, tandis que les couches surincombantes de l'Infralias et du Lias pendent vers le synclinal de Ferrières, situé plus au Nord (f.d'Alès, 1/25 000ème, n^{OS} 3-4 et f. de Bessèges, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8; voir M.GOTTIS, 1957-64, p.18).

Dans l'ensemble, la couverture de ce "panneau" ne paraît pas décollée de son substratum. Cependant deux aires d'écaillage ont été signalées qui impliquent une poussée au Nord et à l'Ouest: près de la source des Subes, aux dépens du Jurassique et aux environs de St-Sauveur-de-Cruzières, sur la bordure orientale du synclinal de St-Paul-le-Jeune et de la Montagne d'Uzège, aux dépens du Crétacé inférieur (f.de Bessèges, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8).

d)- La zone d'Anduze:

Elle commence au Sud-Ouest immédiat d'Alès et se développe jusqu'aux abords du "dôme" de Durfort, divisée elle-même en trois "compartiments" par les failles Sud - Sud-Ouest, Est - Nord-Est de St-Félix-de-Paillères, de l'Olivier et du Lyonnais-Anduze.

--- A l'Occident de la faille de St-Félix-de-Paillères, Mines de la Vieille Montagne, la Planque, Mas Icard, Carnoulès dont la tracé prend en écharpe les feuilles du Vigan, d'Anduze et d'Alès, s'étend une unité vaste et tranquille, connue sous le nom de synclinal de Mialet.

Dans sa plus grande étendue, le Keuper y est représenté par son faciès "subsidant". Cependant, au Nord de la cassure Ouest-Nord-Ouest, Est - Sud-Est, qui se prolonge dans le socle et qui dotée d'un faible rejet, sépare le Bois de Malabouisse du hameau d'Aigladines (feuilles d'Alès et de St-André-de-Valborgne au 1/50 000ème), il s'agit du faciès "littoral" que l'on retrouve encore, en lambeaux médiocrement respectés aux environs de St-Jean-du-Gard. Le surmontant, les calcaires et dolomies de l'Hettangien, épais de 100 à 150 mètres, forment l'armature du relief; s'y encaissent les vallées des Gardons de Mialet et de St-Jean; au-dessus de ces roches puissantes et solides, sont conservés des "chapeaux" de calcaires lotharingiens bioclastiques et de calcaires argileux durs du Carixien (Pliensbachien inférieur).

Dans ce "compartiment", les pendages du Lias se montrent ordinairement d'une extrême modération, se relevant très lentement vers le Nord, le Nord-Ouest et le Sud-Ouest où les limites de l'unité structurale en cause ne dépendent que de l'érosion. Par contre, cette structure tranquille s'arrête assez brutalement à l'accident qui court, au Sud du Bois de Bane, de la ferme des Sagnèdes (1,2 kilomètre au Nord de Monoblet) à St-Félix-de-Paillères (f. du Vigan, 1/25 000ème, n^{os} 7-8). Le flanc oriental, tranché, comme on l'a vu par l'accident de St-Félix-de-Paillères est beaucoup plus réduit. Au vrai, il n'est même pas identifiable partout. Quelquefois, les couches liasiques, presque horizontales, s'arrêtent sans dérangement apparent contre le plan de faille: ainsi à Jauvert, Carnoulès et la Baraque, au Nord de St-Félix; près de Corbès, le flanc Est paraît à peir: un peu plus incliné (10 à 20°); mais les mêmes bancs se relèvent brutalement (de 45 à 70°) aux Combettes, à Pradinas, à la Gravouillère, "en relation directe avec des minéralisateurs". A. BERNARD (1958, p.46) précise "la zone de pendage nul des couches liasiques met en évidence l'axe synclinal, parallèle à la faille de St-Félix".

---- A l'Est immédiat de cet accident prend place, bande étroite et allongée Sud - Sud-Ouest, Est - Nord-Est, une aire tectoniquement élevée où affleure, chapeauté du Trias qui montre son faciès "barrière" un granite qui paraît être une dépendance du massif de Lasalle et du batholite du St-Guiral-Liron.

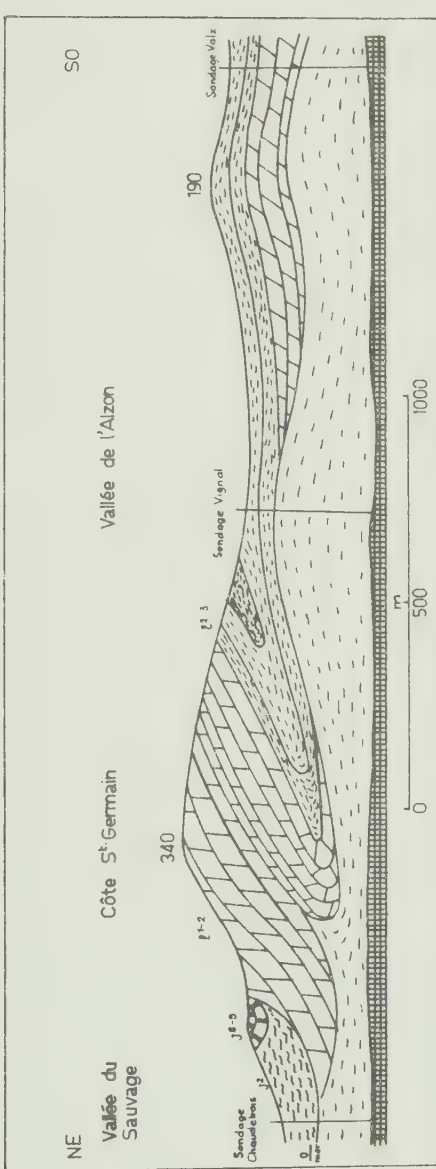
C'est, selon la nomenclature de M.GOTTIS(1957-64,p.22), "l'anticlinal triasique à coeur granitique de Carnoulès, St-Sébastien, Corbès et le Serre". De fait, observé depuis la gorge du Gardon de Mialet, peu avant son confluent avec le Gardon de St-Jean, du point de vue qu'offre le G.R.6, le granite travaillé en lobe de méandre, d'ailleurs abrupt, évoque très curieusement le noyau d'un anticlinal dont les couches discordantes du Trias composeraient les flancs. Toutefois, ces derniers se trouvent limités par des failles de St-Félix-de-Paillères et de l'Olivier: c'est pourquoi A.BERNARD (1958,p.46) préfère désigner cette unité comme le "horst granitique de St-Sébastien-d'Aigrefeuille-la Grande Paillère". Deux traits le caractérisent: 1)- une propension ancienne à l'antéclise que trahit le fait que la couverture triasique y relève du faciès "barrière"; 2)- la dissymétrie actuelle du bloc attestée par le pendage vers l'Est de la plus grande partie du plan de la discordance post-hercynienne.

---- Entre la faille de l'Olivier et les failles du Lyonnais et d'Anduze trouve place un "compartiment" triangulaire qui s'épanouit au Nord - Nord-Est au niveau des Plos; il s'effile au Sud - Sud-Ouest en direction de St-Félix-de-Paillères. Il comporte une "annexe" disposée en relais dans le secteur septentrional qui vient border le Gardon d'Alès à l'Ermitage et à la côte de St-Germain (f.d'Alès, 1/25 000ème,n^{OS} 5-6). Il s'agit d'un fossé où sont conservées des formations du Jurassique élevé et même, là où cette unité se prolonge vers le Mas de Gauthier (f. d'Anduze, 1/25 000ème,n^{OS} 1-2), on relève des affleurements du calcaire

argileux berriasien et des marnes calcaires valanginiens. Dans cette extension terminale, on note une disposition anticlinale d'axe parallèle aux accidents bordiers de cette aire effondrée annexe (à l'Est, celui du Lyonnais; à l'Ouest, celui de la Thérondie - f. d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 1-2). Plus au Nord apparaît un autre mouvement anticlinal, mais transverse, qu'exploite en demi-combe, le rû anonyme suivi par la D.50, à hauteur du Pont Gisquet (f. d'Alès 1/25 000ème n^{os} 5-6). Ce petit compartiment effondré a donc subi des effets de serrage selon un processus qui ressemble assez à celui des pincées jurassiennes.

Quant au compartiment "principal" des Plos, effondré lui aussi, par rapport au horst d'Aigrefeuille - la Grande Paillère, mais moins que le petit secteur décrit au paragraphe précédent, il a surtout conservé, sur matelas de Lias et apparaissant en bordure Nord et Ouest, des affleurements étendus de terrains du Dogger que surmontent çà et là des paquets résiduels appartenant au Jurassique élevé. Le tracé Nord-occidental des limites de couches (f. d'Alès géologique au 1/80 000ème) indique une structure de fossé demi synclinal. Mais, d'une part, les pendages des couches jurassiques se montrent faibles; d'autre part, une série d'accidents longitudinaux abaissent ces dernières d'Ouest en Est (La Fontanelle, Prafrance, Plateiras, Issart), cette disposition étant particulièrement lisible pour l'aire qui correspond à la feuille géologique d'Anduze au 1/50 000ème. Finalement, le relief se résout en une série de buttes résultant de l'inversion du relief et semant la "plaine" des Plos (buttes cotées 403, 417, 347 - f. d'Alès, 1/25 000ème n^{os} 5-6).

Fig. 147 .



Coupe interprétative de la région du BOIS DE VALZ (d'après les résultats de sondages) M. Gottis

Au Sud du Gardon, en partie du fait du pendage des couches au Sud - Sud-Ouest, en partie par le jeu d'effondrements, la même inversion du relief a perché les couches de l'Oxfordien marneux, surmontées par un chapeau d'Oxfordien calcaire, pendant à l'Ouest, et formant la butte vigoureuse des Capélans (389 mètres).

--- Sur la face orientale des grands accidents du Lyonnais et d'Anduze, l'on trouve un quatrième "compartiment". Plus déprimé et, de ce fait, caractérisé par l'abondance des affleurements du Jurassique supérieur, plus étalé aussi, jusqu'au contact avec l'Oligocène du bassin d'Alès méridional, il est également plus vigoureusement et plus clairement plissé, bien que moins brutalement que les précédents. Aussi est-il nécessaire de le diviser en décrivant séparément, du Nord au Sud, la série des entités structurales qui le composent:

(1)- Le Bois de Valz:

Nous pensons qu'il est commode, pour la clarté des lignes qui suivent d'établir une distinction, entre "la crête" du Bois de Valz, telle qu'elle est désignée sur les cartes topographiques d'Alès et du Vigan, et le massif de Valz qui s'étend à l'Est et au Sud de ce lieu-dit.

La "crête" du Bois de Valz est un "crochon anticlinal d'Hettangien qui s'est couché vers l'Est" sur le "massif". Proche du Vignal, "ce déversement, par suite du jeu d'une faille vraisemblablement préexistante, évolue en écaille au Sud de Valz" (M. GOTTIS, 1957-64, p. 24).

Pour sa part, le "massif" affecte une disposition synclinale. En deçà de l'enveloppe extérieure de ce synclinal, formée par l'Hettangien et le Sinémurien, une dépression annulaire correspond en partie aux couches marneuses du Lias supérieur et donne une aire d'anciennes cultures. L'enceinte de l'Aalénien-Dogger se reconnaît dans le crêt du Travès-les-Brusques (cotes 267,264,249). Quant au centre du berceau, où paraissent successivement le Callovien, l'Argovien et le Rauracien, il se dresse, par inversion du relief, aux 387 mètres du Serre d'Avène. Entrant en contact avec la "crête" du Bois de Valz par l'intermédiaire d'une faille ainsi qu'on vient de le voir et que, d'ailleurs, la feuille géologique d'Anduze au 1/50 000ème représente, le "massif qui se relève périclinalement en direction du Gardon d'Alès se trouve, en outre, limité par un accident cassant au Sud (Blaties) et à l'Est (Château d'Arenne). Proche du Vignal, la lèvre orientale de ce dernier accident fait affleurer le Lias marneux que dissimule très rapidement l'Oligocène détritique.

Rappelant les résultats des sondages de la vallée du Sauvage (Chaudebois, entre le Puits St-Germain et Alès), du Vignal et de Valz qui ont respectivement rencontré le Paléozoïque à -50, -130, et - 200 mètres (altitudes absolues), M.GOTTIS (1957-64, pp.25-26) constate que ce substratum "apparaît ... sous forme d'une surface gauchie, assimilable à un plan assez fortement incliné vers l'Est", ajoutant: "Au-dessus de ce plan, les formations du Trias compensent les irrégularités de la masse jurassique disloquée". Même

si ces variations de la puissance du Trias ne résultent pas aussi complètement que l'estimait cet auteur de phénomènes de fluence accompagnés d'un rabotage basal, mais plutôt, selon les vues de A. BERNARD (1958, pp. 379-384), des circonstances locales de la sédimentation, il semble que l'on puisse, hors des aires de culmination du socle anté-triassique, maintenir la notion d'une certaine indépendance des déformations de la couverture en ce qui concerne le massif de Valz.

(II)- La "Combe" de Blaties:

Il s'agit de la dépression anticlinale qui sépare les synclinaux du "massif" de Valz et du Peyremale et qu'a façonné le valat Carriol (f. d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS} 1-2). Elle se loge dans un compartiment tectoniquement abaissé par rapport au précédent: alors que l'Aulémien-Bajocien affleure sur la lèvre Nord de la faille de Blaties, il est porté au contact du Callovien et de l'Oxfordien moyen de la lèvre Sud. De part et d'autre de l'affleurement callovien, les pendages se montrent bien opposés. Mais la dépression dessine une combe irrégulière. Si la retombée du massif de Peyremale-Bougerlan est bien un crêt que couronne le Kimméridgien calcaire, l'enceinte opposée, au droit de Blaties, est un abrupt de ligne de faille inversé. Et le relief médiant du Montmijot (356 mètres) ne constitue pas un mont dérivé, malgré les apparences, mais un panneau du flanc Nord (Oxfordien moyen) sectionné par l'accident de Blaties. La fermeture orientale de la "Combe" (Gorge du Carriol) est due à la présence du bloc du Jurassique élevé (Serre de la Cabane),

BORDURE SOUS-CEVENOLE DU BASSIN DE MIALET AU BASSIN D'ALES PAR LE HORST DE CORBES ET LA « PORTE » DES CEVENNES

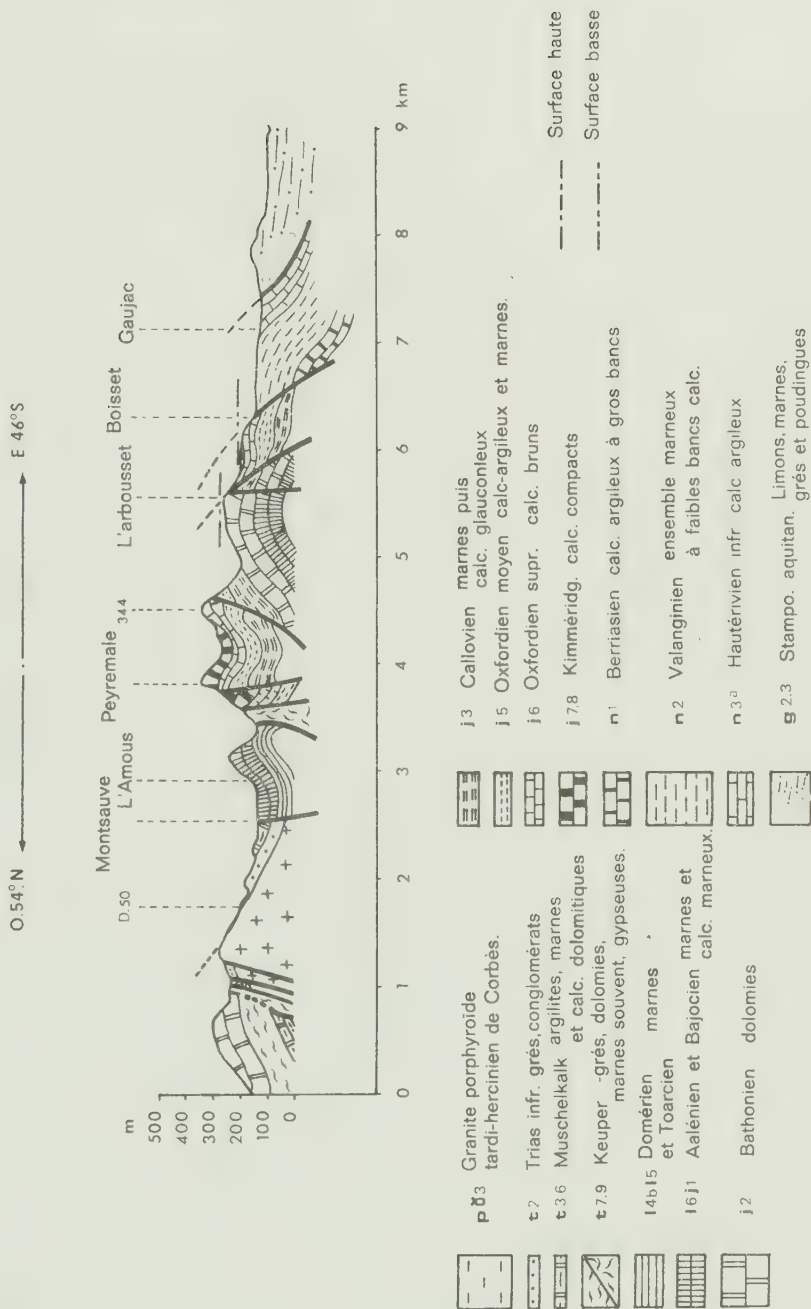


Fig. I48 .

effondré, par la faille du Château d'Arenne.

(III)-Le synclinal de Peyremale-Bougerlan-St-Julien:

Couronnée par les calcaires du Kimméridgien, cette vaste unité synclinale présente, à qui la parcourt, dans la seule compagnie de quelque troupeau de moutons errant parmi des "buissons épineux et vindicatifs" (A.GURLY, D.E.S. Montpellier, Géog. 1964, p.35), des pendages apparemment modérés et une inclinaison de l'ensemble d'environ 100 mètres du Nord au Sud. Cette impression se trouve nuancée par la coupe célèbre que le Gardon d'Anduze a ménagée à la "Porte des Cévennes". Là, le massif se présente effectivement comme un ample synclinal que des pendages généraux modestes rendent très ouvert. Mais ils sont susceptibles d'accéléérations locales, les couches étant en outre affectées de "crochons" anticlinaux à l'approche des accidents-limites, singulièrement celui de l'Ouest et, par la superposition de calcaires relativement massifs de "l'Oxfordien" supérieur (au sens d'Orbigny) à des marno-calcaires plus compétents, de nombreuses figures de disharmonie.

De l'autre côté de la cluse du Gardon, le mouvement synclinal, plus rigoureusement encore enserré entre des failles-limites qui se rejoignent près du lieu-dit Fraisal, se poursuit sur une longueur de 1,3 kilomètre dans le massif de St-Julien (325 mètres).

(IV)- L'anticlinal de Veyrac

Succédant au mouvement synclinal précédemment décrit, se développe, au Sud-Est, l'anticlinal de Veyrac (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS} 1-2) à coeur marno-calcaire daté de l'Aalénien-Bajocien. Son enveloppe de dolomies bathoniennes s'étend assez largement vers Bon Secours et vers l'Arbousset, respectivement sur l'une et l'autre rive du Gardon d'Anduze, caractérisée par d'assez faibles pendages.

Ces derniers se redressent et se compliquent sur la retombée orientale du pli (ou plutôt du dôme, pour tenir compte de la figure cartographique), retombée d'ailleurs faillée et effondrée. Une première faille, en effet apparaît à l'Est qui prend naissance près du Crès et passe au Montaud, en rive gauche de la rivière, pour s'étendre très loin vers le Sud, en rive droite où elle passe au Mas-du-Pont et au Sabatier: ce n'est autre que la faille de Durfort. Une seconde faille, plus à l'Est encore, est jalonnée par la localité de Boisset, en rive gauche, et par le hameau de la Madeleine à qui elle doit son nom, en rive droite.

Dans le compartiment oriental effondré que détermine la faille de Montaud-Durfort sont conservés des termes du Jurassique élevé allant jusqu'au Kimméridgien. Comme pour l'unité de Peyremale l'observation depuis la topographie sommitale suggère que ces formations sont l'objet d'une déformation simple; tandis que l'examen de la coupe créée par la cluse du Gardon en donne une idée plus complexe. L'étude du plateau montre un ploiement des

couches en forme de panneau semi-synclinal avec inclinaison des pendages à l'Ouest. Un élément laminé et étiré, représentant tout ce qui existe du flanc occidental de cette figure plissée, s'observe à l'Est immédiat de l'Arbousset, mais sis à la bordure interne du compartiment occidental de la faille de Montaud-Durfort où il est dénoncé par un faible affleurement callovien-argovien. Ce massif de Jurassique élevé qu'on peut appeler massif de Boisset "accorde" les mêmes marno-calcaires calloviens et argoviens, à l'Est, contre le Néocomien qu'effondre la faille de la Madeleine. A la Madeleine même, sur l'autre rive du Gardon, c'est le Kimméridgien, avec un pendage contraire, qui entre en contact anormal avec le Valangien pendant à l'Est. (M. GOTTFIS, 1957-64, p. 27).

Lorsque, de ce lieu, on observe la coupe de la rive Nord c'est pour constater que le panneau synclinal, incliné à 20° à 25° au Nord-Ouest s'avère "tronçonné dans sa masse par des fractures presque orthogonales au pendage des couches et inclinées à 20-25° vers le Sud-Est". Dans cette même direction, "des assises différentes ont, par glissement ... au long de ces accidents, été portées en prolongement les unes des autres, si bien qu'en se déplaçant d'Ouest en Est le long de la base de la falaise on rencontre successivement, non pas des couches de plus en plus anciennes mais de plus en plus récentes". Tout se passe comme si "les éléments les plus élevés de la série qui se trouvaient originellement contre la faille de Durfort" avaient été "amenés à glisser vers le Sud-Est ... à dépasser le talus argovien supportant la masse

calcaire et à chevaucher le Crétacé du compartiment affaissé"
(M.GOTTIS, 1957-64, p.26).

(V)- Les unités méridionales

Déjà, dans le dôme de Veyrac prédomine l'orientation axiale Ouest-Est. C'est elle encore qui s'impose dans les unités méridionales de ce compartiment "externe" anduzan:

- synclinal-fossé de Lacan, demeuré par le fait de l'inversion du relief à 424 mètres et où un jeu d'accidents et d'effondrements ont permis, au-dessus des termes du Jurassique élevé, la conservation d'un chapeau de calcaire kimmeridgien ourlé de belles corniches (type d'abrupt de ligne de faille inversé).
- l'anticlinal de Tornac où le Lias supérieur marneux exploité par la vallée de l'Ourne affleure entre des crêtes dessinés par le Dogger.
- le synclinal de l'Euzière (f.du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS}₃₋₄)- Taupessargues (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS}₁₋₂) modelé dans les étages de l'Aalenien-Bajocien et du Bathonien et dont la faille-flexure de Vergèle (f.du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS}₅₋₆)- le Montaud (f.du Vigan, 1/25 000ème, n^{OS}₇₋₈), décrite par A.BERNARD (1958, p.48), assure la limite du côté du dôme de Durfort.

----- Les enseignements des failles complexes, en particulier celles du Lyonnais-Anduze:

La faille des Cévennes est quelquefois présentée comme le type de l'accident normal en distension, avec son aplatissement profond, ses brèches de friction observables vers Rousson et, conservé à son pied, le conglomérat syntectonique à blocs mal émoussés ou anguleux qui date sa principale activité du Stampo-Aquitaniien. Pareil jeu, survenant au même moment a intéressé la plupart des accidents semblablement orientés de la bordure sous-cévenole d'Alès et d'Anduze. Pourtant, quelques uns d'entre eux que nous désignons ici par le terme de "failles complexes" offrent des aspects tout à fait irréguliers que traduit la compilation de l'épure proposée par la feuille géologique d'Anduze au 1/50 000ème: ainsi les failles des Issarts, de Durfort et, entre elles, les accidents du Lyonnais et d'Anduze, se relayant à peu près sur un même alignement que nous prendrons comme exemples, utilisant le travail de M.SEGURET et F.PROUST (1965, pp.85 et 92).

(a)- A son extrémité Nord-Est, la faille du Lyonnais, normale et verticale met en contact l'Hettangien du Bois de Valz avec le Jurassique supérieur et le Néocomien qui appartiennent à l'unité de l'Ermitage-côte de St-Germain. Très vite, au Sud, le même accident devient inverse et, au droit du ravin des Gypières, l'Hettangien repose horizontalement sur le Valanginien- changement de style qui laisse soupçonner une évolution polyphasée.

(b)- Le rejet vertical apparent de la dislocation du Lyonnais, comme d'ailleurs le rejet de celle d'Anduze, sont considérables, de l'ordre de 1000 mètres. Non seulement il est improbable, en notre région, qu'une telle dénivellation ait été acquise en une seule phase d'activité, mais, s'agissant de failles inverses dont l'inclinaison du miroir s'éloigne parfois beaucoup de la verticale, il faudrait également admettre un raccourcissement horizontal peu vraisemblable. Là encore, une évolution polyphasée, coupée de périodes de repos au cours desquelles l'érosion démantèle une partie des structures précédemment acquises, éliminerait ces objections.

(c)- Par ailleurs le miroir de ces failles est rien moins que plan. Il montre, là où il s'est trouvé récemment exhumé, des ondulations d'ordre métrique qui sont assimilables aux effets d'une tectonique de plissement sur les interfaces des bancs rocheux. Ce signe de compression, compatible avec le caractère inverse, est, cependant, contradictoire avec l'allure effondrée du compartiment déterminé par les deux cassures, au Sud-Est.

(d)- D'autre part, à la hauteur du massif de Peyremale, la faille du Lyonnais se double d'une faille normale, sise environ à 250 mètres au Sud-Est et passant immédiatement au pied de la corniche kimméridgienne. De la sorte se trouve individualisée une sorte de lame-horst dont l'identification, en tant que telle, est rendue délicate puisqu'elle est composée de Trias élevé, marneux et fluent; mais cette figure doit être rapprochée des coins jurassiques qui demeurent accolés, un peu plus au Sud, au miroir de la faille

d'Anduze. Pincés entre le Trias de la lame-horst et le Bathonien du compartiment synclinal de Lacan, ils sont "limités au Nord-Ouest par une faille normale à 60°, au Sud-Est par une faille inverse à pendage plus fort (70° à 80°). L'examen détaillé montre qu'entre ces coins jurassiques et le Trias se trouvent, parfois des lambeaux de marnes liasiques à Belemnites, de marnes calloviennes ainsi que du Lias dolomitique et peut-être même du Valanginien". (M.SEGURET et F.FROUST, 1965, p.88). Ces auteurs interprètent de telles figures comme le résultat d'un rejeu de l'accident, au miroir duquel des lambeaux de roches diverses étaient restés suspendus à mi-hauteur. S'agissant d'une faille inverse, l'on ne peut s'étonner de voir ces paquets transportés sur le bloc chevauché comme dans le ravin des Gypières, ni le bloc chevauchant principal s'infléchir dans le style de la faille-pli de la GLANGEAUD, com. : la crête du Bois de Valz.

(e)-Enfin, il convient de tenir compte du phénomène de la schistosité, par exemple dans le Valanginien du graben chevauché de St-Germain où: "il n'a pas semblé qu'elle soit liée clairement ... à des plans axiaux de plis", mais néanmoins rattachable" à une force de compression venue du Sud" et au chevauchement de l'Hettangien du Bois de Valz sur le Crétacé dont elle permet de préciser la direction (M.SEGURET et F.FROUST, 1965, p.89). Elle semble, du reste, impliquer des actions en décrochement, également liées à la compression, bien que celles-ci demeurent beaucoup moins spectaculaires que dans la région de Ganges.

Ainsi l'étude de l'accident du Lyonnais-le Vigan conduit à aborder les problèmes des styles et de l'évolution tectoniques.

(f)- Styles et évolution tectoniques:

De la zone sous-cévenole sédimentaire d'Alès et d'Anduze, l'on peut écrire que les styles tectoniques s'y montrent différents dans l'espace comme dans la durée géologique, en fonction d'une très longue évolution qui commence avec les débuts du Mésozoïque.

-En combinant les enseignements des séries stratigraphiques locales, l'étude des structures secteur par secteur, y compris les manifestations de la mobilité du socle, l'on met en évidence l'opposition entre les influences épirogéniques et les phénomènes proprement tectoniques. Ceux-ci sont responsables des ondulations de couches et du réseau d'accidents cassants caractéristiques de l'ensemble sous-régional. Celles-là, qui impliquent les jeux de panneaux du socle (évidemment cassé en profondeur) ne s'accompagnent qu'exceptionnellement de failles au niveau de la couverture: elles se bornent à définir des aires, épisodiques, alternatives ou récurrentes vouées aux culminations ou à la subsidence (A.BERNARD, 1958, pp.373-374).

-Le type épirogénique l'emporte du Trias au Jurassique élevé et, sans doute, au Crétacé inférieur, du moins jusqu'aux mouvements prémissitaires de l'orogénie pyrénéo-provençale.

Avec la fin du Crétacé, de façon certaine, et jusqu'au Stampo-Aquitainien, le type tectonique commande dans les crises pyrénéo-provençales et la crise cévenole.

Au Néogène et au Quaternaire, les faits sont plus difficiles à établir; il est probable pourtant que des déformations se poursuivent:

- Il n'est pas moins important de noter les traits suivants:

(1)-L'épirogenèse lointaine pré-détermine les styles tectoniques:

(a)- Ainsi les culminations du socle (dont nous avons noté qu'elles étaient d'autant plus adoucies que la lithologie de ce dernier se révélait plus compétente) correspondent à des hauts fonds des mers secondaires où la sédimentation est mince ou lacunaire admettant des discordances et des faciès souvent rigides. On se souvient des culminations d'âge triasique, lieu de dépôt du "faciès barrière" du Keuper, St-Florent sur Auzonnet- St-Jean-de-Valériscle, Rochebelle-Fontanes, St-Sébastien d'Aigrefeuille, la Grande Paillère. D'autres culminations ont entraîné la mise en place, dans le même temps, ou du faciès "de transition" (bordures du Rouvergue) ou même du faciès littoral (entre Bois de Malbouisse et hameau d'Aigladines).

Certains de ces "dômes" vont poursuivre leur ascension au cours du Lias. Ainsi l'unité de Paillère qui semble effectivement avoir joué en dôme avant de devenir un horst. Ainsi, encore, l'unité de St-Sébastien-d'Aigrefeuille où une lacune affecte l'Hettangien à la Fabrique (f.d'Alès, 1/25 000ème, n^{os} 5-6). Et, de même, la culmination de l'Auzonnet.

D'autres culminations apparaissent indépendamment des anciens hauts fonds triasiques: dôme sinémurien-charmouthien de Durfort, dôme Toarcien-Aalémien de St-Julien-de-Valgalgues. Entre elles, des aires légèrement subsidentes. Réduction de la puissance sédimentaire ou lacune temporaire dénoncent ces hauts fonds émergés ou non. Localement, il est possible que la transgressivité de la dolomie bathonienne soit prise en compte dans le repérage de ces pulsations.

Si l'activité des dômes ou des horsts se maintient jusqu'à la fin du Lias, leur saillie ne s'efface que plus tardivement encore, la sédimentation mésozoïque ultérieure exigeant du temps pour égaliser les fonds marins par ennoyage. Une sorte de compétition a pu s'établir entre l'ascension de ces structures et l'enfouissement sédimentaire. C'est le cas du horst de Fontanes-Rochebelle "où la lacune quasi-totale du Lias supérieur implique un rejeu de la structure en dôme, déjà enfouie au Sinémurien" (A. BERNARD, 1958, p.378).

Dans ces aires "culminantes", les sédiments qui ont pu se déposer, généralement minces et rigides, demeurent en place (style autochtone) et "suivent" leur substratum anté-triasique dans ses mouvements.

Par contre sur leurs flancs, certaines figures de taille réduite, très contournées et disharmoniques, qu'on peut découvrir par exemple dans les dolomies de l'Hettangien aux mines de la Gravouillère, à l'Ouest de la Grande Paillère (f. du Vigan, 1/25 000ème

n^{os} 34), doivent pouvoir être interprétées quelles que soient, par ailleurs, les frictions subies ultérieurement, comme amorcées par "des glissements sous-marins de sédiments fins fraîchement déposés et encore plastiques" (A. BERNARD, 1958, p. 377).

(b)-Entre les culminations, les aires subsidentes ont localisé une sédimentation plus épaisse (au moins relativement), plus continue, où abondent les faciès marno-calcaires compétents et marneux fluents.

Le faciès "subsident ou lagunaire" du Keuper joue, ici, un rôle essentiel: secteur au Nord de la vallée de l'Auzonnet, frange d'Alès-les-Mages, "bassin" d'Alès-la-Grand-Combe, pour l'essentiel, synclinal de Mialet et secteur au Sud-Est du horst de Paillères où les variations de puissance paraissent importantes.

Plus haut, dans la série stratigraphique, les marnes du Lias supérieur sont également à l'origine de phénomènes de disharmonie par étirement et bourrage.

Dans ces aires subsidentes, les effets des jeux du socle ne peuvent être qu'indirects, induisant des "plissements peu accusés" des couches triasiques et liasiques (A. BERNARD, 1958, p. 376), mais aussi, sans qu'on puisse parler d'allochtonie étant données les faibles distances horizontales concernées, des décollements de couverture induisant un style glissé ou écaillant.

(II)- Lorsque surviennent les manifestations de l'orogénie tertiaire, elles vont, en conséquence, s'exercer dans un cadre affecté de contraintes préalables, jouant à deux niveaux (le socle, la couverture) et sur deux modes différents, en ce qui concerne les phénomènes de compression et de tension, selon une évolution typiquement polyphasée.

(a)- Mobilité du socle et tectonique de couverture:

"Le rejeu, au Tertiaire, d'accidents hercyniens, se superpose généralement aux structures en dômes formées à la fin du Trias, en les accusant: dôme de l'Auzonnet, horst de Rochebelle-Fontanes, horst de St-Sébastien-d'Aigrefeuille" (A. BERNARD, 1958, p.376). Cette affirmation n'est, certes, pas aisée à démontrer. Nous retiendrons cependant deux arguments se rapportant à des faits d'échelles différentes. L'un concerne l'étirement des formations mésozoïques qui coiffent les aires de culmination et que la reprise du mouvement positif contraint à l'allongement. Ordinairement peu souples, elles peuvent réagir, comme le Lias dolomitique (Hettangien), par le boudinage. Ce dernier n'a pu survenir qu'avec une lapidification avancée du sédiment, donc longtemps après son dépôt, et à l'occasion d'une crise de tectogenèse plutôt que des mouvements épirogéniques qui ont précédé. D'autre part, la cartographie montre l'étroite imbrication de ces culminations dont l'origine lointaine a été reconnue, avec les accidents faillés ou plissés résultant de la mobilité tertiaire.

Entre les culminations, se développe la tectonique de couverture. Le degré de liberté de cette dernière par rapport aux accidents antérieurs ne peut être discuté sans que soit prise en compte la tendance positive ou négative des contraintes créées dans la roche.

(b)- La compression pyrénéo-provençale.

- L'ambiance de compression inaugurée lors des phases de l'orogénie pyrénéo-provençale dans la zone sous-cévenole d'Alès, et d'Anduze aboutit, comme ailleurs en Bas-Languedoc, à la création d'un système plissé généralement d'axe Ouest-Nord-Ouest, Est-Sud-Est, M.GOTTIS (1957-64, pp.28-29) s'est attaché à mettre en évidence, de part et d'autre du fossé d'Alès, la symétrie des figures synclinales et anticlinales, se succédant selon le même rythme dans la zone sous-cévenole et dans les Gras méridionaux et les Garrigues de Lussan:

- synclinal de Berrias-Sampzon, synclinal de Barjac.
- anticlinal des Avélas, anticlinal de Montclus- St-André de-Roquepertuis.
- synclinal de St-Paul-le-Jeune, synclinal de Tharaux (Ouest)-Cornillon (Est).
- anticlinal de St-Ambroix, anticlinal de Rochegude: (Ouest)-Goudargues (Est).
- synclinal de Banassac, synclinal d'Aubarine.
- anticlinal de Couze-Larnac, anticlinal de Rivières.

- synclinal des Mages, synclinal de Boisson (Ouest)- Gous-sargues (Est).
- anticlinal de St-Jean-de-Valériscle, anticlinal de Fons-sur-Lussan (Ouest)- Verfeuil (Est).
- synclinal de Rousson, synclinal d'Arlende (Ouest)- Lussan-St-Marcel-de-Careiret (Est).
- synclinal de Caussonville-les-Rosiers, synclinal des Plans-Brouzet-lès-Alès (Ouest) -Vallée de la Tave (Est).
- anticlinal d'Alès, anticlinorium de Mons (St-Just) (Ouest)- Belvezet- Roquemaure (Est).

Cette constatation de symétrie est évidemment précieuse à l'échelle de l'architecture d'ensemble du Bas-Lanquedoc. Elle apparaît moins rigoureuse au niveau sous-régional. D'une part, les figures ainsi "jumelées" ne sont pas de taille équivalente, de part et d'autre du fossé d'Alès: elles couvrent des aires moins étendues en zone sub-cévenole que dans les Gras et les Garrigues. A ce point de vue, en nous tenant à l'Ouest de la faille des Cévennes et de son prolongement méridional, la région Nord (Berrias, Avélas, St-Paul-le-Jeune) et la région Sud (Veyrac, Lacan, Tornac, Euzière-Taupes-sargues, Durfort-Monoblet) sont les seules où la direction pyrénéo-provençale est perçue au premier coup d'oeil. Ce n'est pas qu'elle manque dans la région centrale, même en ce qui concerne des compartiments très étroits comme celui de l'Ermitage- St-Germain-les-Gypières. Toutefois, elle cesse d'être la plus apparente. Dans les synclinaux de Caussonville-les-Rosiers, du Nord-Ouest des Plois, du Massif de Valz, du Peyremale, les axes orientés au Sud-Ouest,

Sud - Sud-Ouest, soit parallèles aux principales failles, paraissent prendre autant d'importance. Par ailleurs, de part et d'autre du fossé d'Alès, comme d'un compartiment à l'autre dans la zone d'Anduze, les axes pyrénéo-provençaux Ouest - Nord-Ouest, Est - Sud-Est ne sont pas rigoureusement alignés et semblent décrochés. A notre sens les différences lithologiques ne constituent pas, au sens strict, une explication suffisante. Il vaut mieux considérer les deux domaines sédimentaires dans leur ensemble, avec les possibilités originales de disharmonie et de décollements offertes par chacun d'eux; mais surtout, tout semble montrer que les décollements brisants du cortège du grand accident cévenol existaient avant les manifestations de l'orogénie pyrénéo-provençale. Cette opinion se trouve en harmonie avec les vues de A. BERNARD (1958, p.277), se fondant sur de menues discordances locales, qui admettent le jeu de la faille de Paillères à l'Infralias et avec celles de M. SEGURET et F. PROUST (1965-p.89) pour qui il apparaît probable, bien que leur âge exact ne soit pas connu, que pour l'essentiel de leur activité, la plupart des accidents semblablement orientés ont dû jouer après le Néocomien (et avant le Crétacé terminal) en distension.

C'est sur de telles cassures qu'orientée à 45 ou 50°, venue du Sud, (schistosité), a joué la compression pyrénéo-provençale. Elle explique fort bien les "irrégularités" que nous avons relevées ci-dessus, sur le tracé du système le Lyonnais-Anduze: ondulations imposées au miroir, acquisition d'un caractère localement

inverse, interposition de lames-horsts, coins et blocs chevauchés dans le style évolutif de la faille-pli de Ph. GLANGEAUD et giclées de Trias gypseux.

- A. BERNARD (1958, p. 211) a souligné la fonction d'ancrage de ces accidents à partir de quoi sont induites les ondulations de couches de cette zone centrale sous-cévenole où les plis ne se développent pas librement, mais dans le cadre préétabli des panneaux: ancrages de la faille de St-Félix-de-Paillères pour le synclinal de Mialet, de celles du Lyonnais et d'Anduze pour le compartiment de Blateiras-les-Capélans. Cet ancrage se trouve réalisé soit contre un horst affectant le socle (Paillères), soit contre un bourrelet de Trias (coins et giclées: Blateiras). Mais, dans ce dernier cas intervient encore l'inversion du relief en faveur du compartiment d'aval (Peyremale, St-Julien), c'est pourquoi M. SEGURET et F. FROISSA (1965, p. 87) font intervenir la morphotectonique qu'impliquent d'ailleurs les types d'évolution en failles-plis.

Selon toute probabilité, l'on retrouve ici le schéma pyrénéo-provençal classique et il paraît logique d'attribuer les figures de compression les plus violentes et les plus complexes, non à la première phase fini-crétacée/ début tertiaire, mais à l'épisode majeur de l'Eocène élevé. Toutefois, l'on ne saurait donc, sur cette question, quelque argument positif pris sur le terrain, faute de dépôts corrélatifs. Tout au plus, peut-on, à une dizaine de kilomètres de distance, affirmer la réalité sous-

régionale de ces deux phases: la première est datée par la discordance de l'Eocène inférieur recouvrant indifféremment le Turonien et l'Urgonien du synclinal des Plans; la seconde se déduit de la transgressivité du Bartonien tant sur divers termes de l'Infra-Crétacé (Sud de l'anticlinorium de St-Just) que sur l'Urgonien, le Lutétien et l'Eocène inférieur (synclinal des Plans). Toutefois, mince (15-20 mètres) et de faciès fins (sables et marnes rouges bariolées), les dépôts de l'Eocène inférieur n'impliquent guère la création d'un relief vigoureux. Quant aux formations bartoniennes, si elles sont plus épaisses (100 à 150 mètres) et contiennent, à partir de Navacelles et plus au Sud, quelques bancs de grès et de conglomérats, elles demeurent, néanmoins, constituées majoritairement de limons jaunes, d'où l'opinion exprimée naguère par M. GOLIS (1957-64, p.37) minimisant l'importance de l'orogénie pyrénéo-provençale en ce secteur.

-- L'on rejoint ici des caractères déjà relevés à propos des hautes Garrigues de l'Hérault et du Vidourle où la trace la plus apparente de la compression pyrénéo-provençale s'exprime dans les grandes failles de décrochement. Des dislocations à rejeu horizontal existent dans la zone sous-cévenole d'Alès et d'Anduze. Mais hors des aires de culmination du socle, ces phénomènes ne sont pas indépendants des décollements de la couverture sédimentaire. A. BERNARD (1958, pp.382-385) distingue, de ce point de vue, ce qui se passe à l'Ouest et à l'Est du horst de Paillères. A l'Ouest, le seul signe indicatif dont on dispose est donné par

"les stries de glissement systématiquement horizontales des failles et des surfaces de décollement qui affectent le Trias et le Lias inférieurs" (ibid.). A l'Est du horst, le même auteur définit de véritables translation dans le calcaire les gypseux.

Au sud du horst, les failles sont, si les sur les failles, une amplitude de quelques centaines de mètres et sont principalement orientées au Sud-Est et au Sud. Toutefois, les figures structurales des Ruines des Baudouins (f. du Vivier, 1/25 000ème, n° 3-4) indiquent un déplacement au Sud-Ouest.

Les failles ont un caractère progressif, mais les sub-failles (1933, p. 171) de la faille ont l'effet le plus direct développé lors de la crise majeure pyrénéo-provençale? ou d'un effet indirect du glissement de ce plan du de plateaux - les Caplans lui-même orienté au Sud-Ouest, par le fait que le horst granitique aurait subi une rotation vers l'ouest, la culmination s'appuyant de proche en proche vers l'ouest, de la faille de la faille, compte-tenu des mouvements du Trias triasique et des phénomènes de décollement le la couverture géologique, il devient difficile d'isoler le rapport entre la pression pyrénéo-provençale et l'effacement de la faille de la faille de la faille de la faille de la faille.

La question de la continuité de la faille et le problème de sa continuation relative:

- On sait comment J. GOGUEL (1928, p. 164-170) a montré que la faille des Cévennes et les accidents qui l'accompagnent en

bordure du fossé oligocène, sont contemporaines des brèches stampco-aquitaniennes qui s'alignent de Bessas au Château d'Arenne par St-Ambroix, les Nages, Mazac et Alès. En pays anduzan ces brèches marquent encore l'Oligocène à Monac près de Bagard: incontestable sédiment corrélatif, mais isolé dans le temps. En effet, bien que les blocs faillés de la zone sous-cévenole dominent le bassin d'Alès en "marches d'escalier", on ne possède aucune preuve géologique d'effondrements post-oligocènes. Le seul sédiment détritique ultérieur est constitué par les cailloutis siliceux du Quaternaire (Villafranchien de la carte géologique) ancien qui accompagnent le cours des principales rivières et singulièrement de la Cèze. Sans doute correspondent-ils à une crise glyptogénique dans l'amont pays. Mais cet apport de galets est d'abord le signe de changements climatiques, comme toute construction de terrasse. Il est difficile ici de décider s'il convient, en outre, de leur accorder valeur corrélatrice d'un épisode diastrophique.

- La difficulté s'accroît lorsqu'on s'éloigne du fossé oligocène. Là, non seulement l'on n'a point de formations syntectoniques rappelant l'activité des principaux accidents au Quaternaire ancien, mais celles-ci manquent encore pour le Stampco-Aquitain. Pourtant il demeure extrêmement probable que les failles de compression pyrénéo-provençales ont joué en distension lors de la crise oligocène cévenole, du moins pour les plus nombreuses (N. SEGURET et F. PROUST, 1965, p.90).

-Une certaine lumière peut d'ailleurs éclairer ce problème, à partir d'études détaillées des relations cinématiques existant entre les divers types d'accidents cassants considérés dans leur détail. De telles études demeurent assez rares. Nous pouvons cependant tirer parti de celle proposée par J. LOUIS (1945, pp. 411-417) relative "à la tectonique des terrains de couverture du bassin houiller du Gard dans la vallée de l'Auzonnet". Ces terrains gréseux et calcaires, au demeurant peu épais, recouvrant l'anticlinal houiller de St-Florent-sur-Auzonnet, St-Jean-de-Valérisle sont affectés par un système de cassures orthogonal. L'auteur distingue:

(1)-Des failles Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest, parallèles à la bordure du fossé d'Alès, de rejet variant de quelques mètres à quelques centaines de mètres, mais aux miroirs orientés à l'Est et inclinés de 45°. Parmi les failles de cette orientation, trois ont un regard dirigé à l'Ouest relevant les couches de la couverture que les autres affaissent, au contraire, vers l'aval-pays (cf. La Neugarède, les Mages).

(2)-Des failles Ouest - Nord-Ouest, Est - Sud-Est qui se divisent elles-mêmes en trois sous types.

(2¹)- Les failles inverses à miroir orienté vers le Nord incliné de 45°, accidents superficiels qui s'amortissent en profondeur et n'intéressent guère le Houiller, formées en ambiance de serrage. La cartographie les définit comme antérieures aux affaissements longitudinaux examinés ci-dessus.

(2¹¹)- Les failles normales, de même orientation, au miroir incliné à 30° sur l'horizontale, paraissant correspondre à un pli du Houiller qui se continue partiellement dans le secondaire par une flexure, entre Fontanieux et la Nougardède.

(2¹¹¹)-Les failles normales, toujours de même orientation au miroir incliné au Sud de 60 à 70°, avec effondrement de la lèvre méridionale, postérieures aux fractures Nord - Nord-Est, Sud - Sud-Ouest qui ne les influencent pas (cf. Les Ribots-Couze).

On admettra, avec J. LOUIS (ibid), que toutes ces dislocations ont joué au tertiaire. Dès lors, le classement chronologique relatif des diverses catégories n'apparaît guère discutable. D'abord un mouvement de serrage (2¹) et peut-être une adaptation à un jeu nouveau de la culmination houillère (2¹¹), puis des affaissements à l'Est (1) et, plus récemment, au Sud (2¹¹¹). Ce schéma local s'accorde assez bien, quoique sans autre référence chronologique, avec celui, plus général, que nous proposons; savoir: une phase de fracturation "normale" avant l'orogénie pyrénéo-provençale; le jeu des compressions pyrénéennes entraînant ici des plis, là des failles inverses; enfin les phénomènes de distension stampo-aquitains ainsi que l'affaissement du flanc Sud de la culmination de l'Auzonnet (E. COULET, 1963, pp. 585-586).

4- La dépression d'Alès:

Essentielle à toute reconstitution paléogéographique en Bas-Languedoc et déjà exploitée de ce point de vue au chapitre 1er, utilisée pour sa valeur corrélatrice à propos de l'anticlinal de

Valensole-la-Roque (extrémité orientale de l'entité de Durfort), comme dans les paragraphes précédents du présent développement, il ne saurait être question de reprendre en détail l'étude de la série stratigraphique relative au Crétacé terminal et au Paléogène de la dépression d'Alès.

C'est sur sa structure que nous entendons insister ici. A ce point de vue, relevons une certaine incertitude terminologique: "bassin" d'Alès ou fossé d'Alès? En fait, les deux expressions se justifient et se complètent.

Le fossé est évident, limité par la faille des Cévennes que double parfois un accident séparant le Barrémien de faciès urgonien de l'Aquitanien, à l'Ouest, et la faille complexe de Barjac, à l'Est, qui court au sein des terrains tertiaires n'étant qu'exceptionnellement au contact des formations du Crétacé inférieur. Topographiquement, tant par le fait de la tectonique que par celui de l'érosion qui s'est tardivement exercée aux dépens des faciès de l'aire affaisée, le paysage d'effondrement est parfaitement lisible, limité par deux alignements de collines étroites de 50 à 100 mètres de commandement, savoir, côté occidental: le Bois de Mazac (282 mètres), la Dent de Rousson ou Castelas (397 mètres), la Serre du Bois de la Ville (291 mètres) et les crêtes joignant St-Sauveur-de-Cruzières à Bessas (f.d'Alès et de Bessèges), et, côté oriental: les faibles hauteurs que jalonnent Servas (213 mètres), l'Olivier (207 mètres), les Fumades (205 mètres) ou qui portent St-Jean-de-Maruéjols et Avejean (120/130 mètres) (f.d'Alès).

Mais, précisément parce que ces reliefs demeurent modestes et recoupés par les principales vallées qui leur sont grossièrement orthogonales, ils séparent mal, en dépit de la netteté de leur orientation, le fossé proprement dit d'une série de dépansions annexes qui concourent, avec lui, à la définition du bas pays d'Alès. On peut rattacher à ces dernières les gradins tectoniques du Mas Agnel (f. de Bessèges) et du Mas Evesque (f. d'Alès) que signale l'affouillement du Valanginien (qui caractérise encore le synclinal des Rosiers) d'une part, la demi-combe de Mons, les synclinaux des Plans et de Boisson (feuille d'Alès) et, surtout, la grande aire synclinale de St-Privat-de-Champclos et d'Issirac, d'autre part (f. de Bourg-St-Andéol et de Pont-St-Esprit). Concernant celle-ci, quelles que soient les complications introduites par une menue tectonique cassante, rapportée sur la feuille géologique d'Orange au 1/80 000ème, 5ème édition, les bordures des affleurements tertiaires, de dessin contourné, relèvent évidemment des seuls progrès de l'érosion. Il en va de même de la terminaison méridionale de la dépression alésienne, aux abords des villages de Massillargues-Attuech et de Lézan (f. d'Anduze).

Toutefois, cette terminaison méridionale se réfère à un remplissage d'âge stampo-aquitainien. Ce n'est pas le cas des autres "annexes" que nous avons signalées. Dans ces cellules de topographie déprimée, l'on ne rencontre que des terrains antérieurs au Stampo-Aquitainien. Ceux qui relèvent du Crétacé et de l'Eocène jusqu'au Ludien exclus sont visiblement impliqués dans le plissement pyrénéo-provençal. Les formations de l'Oligocène inférieur,

discordantes, jalonnent un système laguno-lacustre étendu. Seul l'Oligocène supérieur est, en règle générale, contenu dans les limites du fossé lui-même. Celui-ci s'est donc effondré, au Stampo-Aquitanién, en les perturbant, dans des paysages caractérisés par des dépôts lacustres antérieurs, très analogues par leur localisation (combe ou synclinaux), leur disposition transgressive, leur épaisseur modeste et leurs faciès, à ceux que l'on rencontre dans la majorité des "bassins" de Garrigues languedociens, en conservant à ce vocable sa signification largement compréhensive. Les termes de "bassin" et de fossé sont donc également justifiés, mais le second s'applique à une aire plus étroite. D'où résulte la démarche que nous proposons.

a)-Les dépressions annexes pyrénéo-provençales de la bordure Est du "bassin" d'Alès:

---- Le synclinal des Plans:

Cette vaste dépression qui s'ouvre au revers du Guidon du Bouquet, montre d'abord la bande des sables et argiles rouges et bariolées représentant l'Eocène inférieur (et, peut-être, le Rognacien), dépôt remaniant vraisemblablement le "résidu d'altération" de divers termes du Crétacé élevé (M. GOTTIS, 1957-64, p. 29) et signalant discrètement la crise pyrénéo-provençale qui lui est à peu près contemporaine. Il repose en discordance sur un biseau d'érosion impliquant principalement les bancs de l'Urgonien, mais aussi, accessoirement, des affleurements Cénomaniens.

Le calcaire gris "grumoleux et tubuleux" du Lutétien (notice de la f. géologique d'Alès au 1/80 000ème, 3ème édition) ne correspond qu'à une aire peu étendue, près de la ferme d'Aigallier, à 1,7 kilomètre à l'Est des Plans. Il y donne une micro-cuesta, haute de quelques mètres à peine, et que souligne un boisement étroit et allongé selon une direction méridienne, au Sud immédiat de l'exploitation agricole pré-citée.

Le Bartonien se signale tant par son faciès que par sa disposition. Composé de limons jaunes, de grès et de conglomérats à éléments locaux du Néocomien (M.GOTTIS, 1957-64, p.29), il rappelle la crise majeure pyrénéo-provençale. Du reste, il déborde le gisement lutétien sur lequel il apparaît discordant pour recouvrir transgressivement le Néocomien, à quelques 250/300 mètres au Sud de la D.6, sur le flanc Sud de l'unité synclinale. Pour autant qu'on puisse en juger, concernant de semblables faciès, ils n'ont guère subi de déformation majeure depuis leur dépôt, "permettant de penser que l'évolution architecturale des plis Est-Ouest post-lutétiens était terminée à l'Eocène supérieur" (M.GOTTIS, 1957-64, p.29).

De fait, les calcaires marneux du Ludien inférieur et le complexe de calcaires à Potamides aporoschema, de marnes et de calcaires "à Poissons" et à Cyrena Dumasi qu'on convient de ranger dans l'Eocène terminal puisque subordonné aux sables et grès à végétaux du faciès de Célas, dessinent une limite d'érosion, influencée dans son orientation par la faille complexe de Barjac,

mais sans rapport aucun avec le ploiement des couches plus anciennes dans le synclinal des Pans-limite qui souligne leur transgressivité.

----Le synclinal de Boisson:

L'originalité principale de ce motif structural pyrénéo-provençal tient au fait qu'il a conservé une importante série du Crétacé supérieur: sables et grés cénomaniens, calcaires compacts turoniens, calcaires blancs jaunâtres de faciès récifal du Coniacien. Ce dernier, ici exceptionnel, est, au contraire, caractéristique des synclinaux de la bordure rhodanienne des Garrigues gardoises. Goussargues et St-Marcel-de-Careiret. A Boisson, les sables du Cénomaniens et les calcaires du Turonien portent respectivement deux auréoles de clairières, friches ou cultures, bien détachées au sein du peuplement des chênes et des broussailles; mais le synclinal ne dessine point de berceau net dans la topographie. Ses formations mésozoïques y sont nivelées à peu près aux mêmes altitudes que les affleurements du calcaire urgonien sur les anticlinaux encadrants (Pons-sur-Lussan-Arlende, Rivières). A noter, comme dans la figure précédente et comme dans la suivante, la transgressivité des couches marne-calcaires subordonnées aux grés de Célas, clairement lisibles sur le flanc Nord du synclinal de Boisson.

----La demi-combe de Mons:

Elle s'épanouit à l'extrémité épatée de l'axe anticlinal de Vacquières, permettant la venue au jour du Valanginien vulnérable. Son affouillement, ainsi que celui de l'Hauterivien inférieur

sus-jacent qui débute environ à un kilomètre à l'Est de Mons, provoque une inversion de relief qui est ancienne. En effet, le Ludien discordant repose sur le Valanginien avec un pendage d'ensemble Ouest, opposé à ceux de secteur Est des couches mésozoïques. La topographie des environs de Mons dérive donc d'une surface locale fini-Cocène, comme dans le cas du synclinal des Plans.

b)-Les enseignements de l'Eocène terminal et de l'Oligocène inférieur, relativement à l'évolution de la dépression alsacienne:

Le Ludien inférieur et le complexe des couches subordonnées aux sables et grès à végétaux que l'on tend à rattacher au Ludien supérieur, de St-Hilaire-de-Brethmas aux abords de St-Jeandebués et de Barjac, par l'Ouest de Mons, des Plans et de Mivières, se poursuivant **encore**, depuis ce même Barjac, vers St-Privat-de-Champclos et Issirac, suggère un système laguno-lacustre fort étendu, en accord avec leur transgressivité partout affirmée.

Leur caractère peu détritique montre la grande extension de la topographie d'érosion, contemporaine de ces dépôts, dont nous avons signalé l'existence à propos du synclinal des Plans. Ce relief effacé a dû subsister, pour l'essentiel, sur la bordure orientale de la dépression alsacienne à l'Oligocène inférieur. Néanmoins, à côté de niveaux de calcaires en plaquettes, d'argiles et de marnes, des apports sablo-gréseux signalent un renouveau de la glyptogénèse. La charge micacée des grès de Célas implique l'apparition des premiers mouvements d'exhaussement de la Cévenne, encore discrets.

En contre-partie, des effondrements encore limités, également, affectent la dépression d'Alès où le système lacustre paraît se rétrécir. Les nappes d'eau ne devaient guère être profondes comme l'atteste la présence d'horizons ligniteux. Mais l'affaissement de l'aire centrale s'avère certain puisque 900 mètres de sédiments traversés par la sonde (St-Jean-de-Maruéjols n°1) ont été attribués au Lattorfien, selon M.GOTTIS (1957-64, p.33). Cet auteur mentionne en outre l'indication "d'une légère discordance" ... séparant ..." localement le Lattorfien inférieur du Lattorfien supérieur" ainsi que l'apparence biseautée des calcaires à Cyrena Dumasi (Ludien élevé) des environs de Barjac.

Les sondages nombreux qui entourent St-Jean-de-Maruéjols (n°s 1-2-3-4) ont révélé l'existence d'un champ de failles, du type contraire, à effet compensateur, dont les rejets peuvent atteindre 200 mètres et à regard Ouest, immédiatement postérieures aux dépôts de l'Oligocène inférieur qu'elles dénivellent (M.GOTTIS, ibid.) La généralisation d'un tel système brisant, en bordure orientale de la dépression d'Alès, et sa reprise lors de la tectonique stampo-aquitanaïenne, nous paraît de nature à rendre compte du tracé extrêmement compliqué, dans le détail, de ce qu'on appelle "la faille" de Barjac.

c)-L'Oligocène supérieur et la phase décisive de l'élaboration du fossé:

Au millier de mètres d'entassement qu'a offert aux sondages le centre de la dépression d'Alès, se superpose de 400 à 600

mètres de terrains stampo-aquitaniens. Les passages verticaux et latéraux en sont significatifs: comme l'on sait (Chapitre Ier), aux marnes lacustres jaunâtres et rougeâtres succèdent 100 à 200 mètres de conglomérats très grossiers; ces derniers, tassés en bordure de la faille des Cévennes, s'amenuisent et se raréfient dans la partie orientale du domaine lacustre. Le façonnement, très fruste, et l'appartenance exclusivement néocomienne de ces "Amélas" dénoncent leur provenance locale qui est à rechercher dans la couverture sédimentaire des Cévennes, aujourd'hui largement démantelée. J. GOTTIS, (1957-64, p.33) relève la contradiction existant entre l'origine occidentale de ce matériau et le pendage de l'ensemble des couches oligocènes qui, pour l'essentiel, se fait vers l'Ouest (le fait ressort bien dans la cartographie géologique de 1/20 000ème): contradiction qui ne peut être levée qu'en rattachant les caractères de la faille des Cévennes "s'aplatissant" en profondeur et, sans doute, affectée d'un rejeu plus vigoureux que l'accident de Barjac, en ambiance évidente de distension.

Il reste pourtant à concilier le phénomène général de distension avec la diversité des figures structurales connues sous le nom traditionnel de "klippes" du fossé d'Alès.

d)-Les "klippes" du fossé d'Alès.

Ces affleurements de marne-calcaires hauteriviens et de calcaire urgonien "mylonitisé", avec les termes de transition qui se placent entre ces deux niveaux, sont localisés au Sud du fossé, entre les parallèles de Salindres et de Méjannes-les-Alès. Ils y forment trois alignements:

LE KLIPPE DU "PONT D'AVENE"²⁸

(rabotage mécanique à la base)

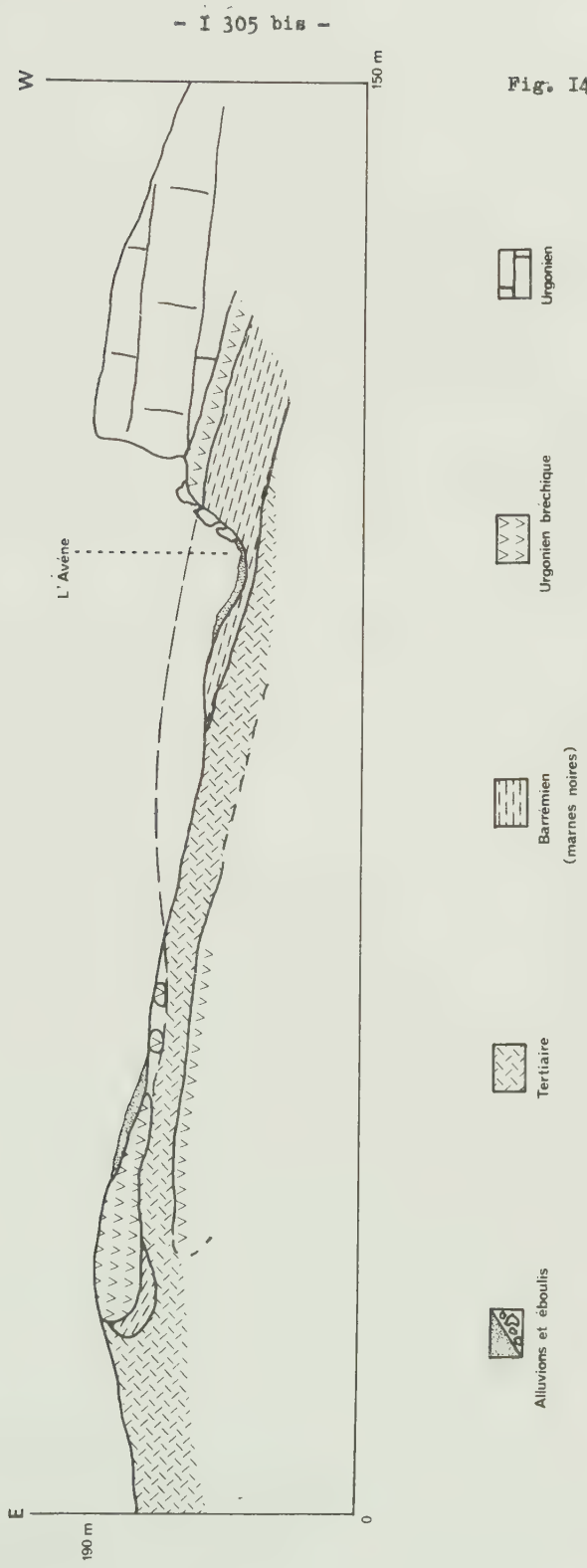


Fig. 149 .

-Le premier, uniquement composé de roches urgoniennes, juxtapose, la grande butte de St-Privat-des-Vieux (234,244, mètres), la butte des Olivettes (213 mètres) et 9 petits affleurements, alignés Nord-Est, Sud-Ouest, jusqu'aux abords d'Alès. Certains d'entre eux donnent, sur la carte au 1/25 000ème, de petits flots de Garrigues, enveloppés par l'ager. D'une façon générale, du reste, ces affleurements rocheux, mal couverts par un sol mince forment tâche dans le fossé densément exploité.

-Le second débute aux environs de St-André avec les flots de la Tour ruinée de Bécamel, de Tharaud-Pombiac et de la Liquière que dissimule en partie l'Aquitanien, pour se prolonger, sur 7 kilomètres en tout, au long des deux rives de l'Avène, jusqu'à la Batéjade, proche de Larnac (au Sud de la Nale 581), en un double chapelet de buttes. Celles de la rive droite sont en majorité urgoniennes; celles de la rive gauche, principalement hauteriviennes. Les entités situées en bordure de la D.6, à l'endroit où cette route franchit le pont de l'Avène sont à la fois d'accès et d'observation aisés.

-Un troisième alignement, beaucoup plus modeste, s'étend, à quelques huit cents mètres à l'Ouest de Servas, des environs du lieu-dit Les Lins au Carré à l'Est par le Sud de Tréscot. Il est constitué par trois flots urgoniens.

D'un point de vue structural, l'on a vu (Chapitre Ier) que cette collection de méso et micro-formes se réclamait de trois types différents (G.DENIZOT, 1936-1937 et M.GOTTIS, 1957-64).

-L'un se résume en chaos de blocs interstratifiés dans les sédiments de l'Oligocène élevé; plus ou moins diffusés dans le milieu lacustre par les courants et, sans doute, les séismes, de tels chaos de blocailles résultent de la destruction de masses rocheuses cohérentes quoique cataclastiquement affaiblies. En fin de compte, ils dérivent des deux autres types.

-Un autre type structural est illustré par la grande butte de St-Privat-des-Vieux. Quoique les contours capricieux de l'affleurement urgonien plongent sous l'Oligocène sans accident visible, il s'agit probablement d'un horst dont rien ne permet d'affirmer qu'il n'est pas autochtone.

-Le troisième type est illustré par les "klippes" qui avoisinent le pont où la D.6 franchit l'Avène. Là, en 1964, des travaux, alors récents, avaient dégagé la base des talus. Sur la rive droite, au niveau de la rivière affleurent des marnes de couleur foncée que nous rapportons au Barrémien inférieur. Les surmonte une masse de calcaire urgonien à pendage léger, orienté vers l'Ouest, par l'intermédiaire d'un niveau d'Urgonien bréchique. Ce dernier se retrouve en rive gauche, littéralement encapuchonné dans l'Oligocène dont il recouvre ainsi les marnes rosées. Enfin, à cet endroit, sous quelques mètres du gisement oligocène pré-cité les terrassements avaient découvert une nouvelle masse bréchique

des faciès analogue à celle déjà signalée. Une telle coupe ne peut se comprendre sans une translation vers l'Est. Les "klippes" du pont de l'Avène évoquent donc des écaillés, ce qui est parfaitement conforme à l'analyse pré-citée de G.DENIZOT.

Ces curieuses figures structurales ne se rencontrent que dans le prolongement de l'axe anticlinal de Mons-Belvezet. Elles "décrivent, dans leur ensemble un segment de couronne à grand rayon de courbure dont la portion interne est en grande majorité composée d'Hauterivien et dont la frange externe n'est pratiquement constituée que par l'Urgonien" (M.GOTTIS, 1957-64, p.34). Il s'agit donc d'une retombée périanticlinale pyrénéo-provençale, sans doute orthogonalement fragmentée par des accidents cassants et impliquée ultérieurement dans les mouvements oligocènes qui aurent mis à profit les faiblesses de ce puzzle. On conçoit donc qu'à cet endroit le fond mésozoïque du fossé se situe moins bas et se montre plus compliqué qu'ailleurs. Les "klippes" n'en jouent pas moins un rôle important dans la définition génétique de la dépression d'Alès. Toutefois, celle-ci ne peut être valablement abordée qu'en tenant compte des enseignements des sondages, tant ceux qui ont été implantés dans le graben que ceux qui ont été poussés dans les structures de sa bordure orientale.

e)-Les conceptions génétiques relatives au fossé d'Alès, à la lumière des sondages:

---- Les sondages du fossé d'Alès:

Si les sondages de la région à l'Ouest de St-Jean-de-

Maruéjols (Mar.I et Mar.IV) ont rencontré, sous plus de 1200 mètres de dépôts tertiaires, le Crétacé Supérieur sous la forme de 240 mètres de calcaires bréchiques attribués au Coniacien, le forage de Lussan II, d'implantation un peu plus centrale a réservé quelques surprises (M.GOTTIS, 1957-64, pp.35-36).

- On y a identifié 1282 mètres d'Oligocène et 73 mètres d'Eocène, soit 1355 mètres de Néozoïque. Les schistes noirs à plantes stéphanieniens ont été rencontrés à 1732 mètres. Ce qui laisse seulement 377 mètres pour le Mésozoïque.

- Dans cet intervalle réduit, des formations bréchiques ont bien été repérées entre 1335 et 1628 mètres mais dans des calcaires d'abord "organogènes blanchâtres", puis noirs et "finement siliceux" qui paraissent représenter le Jurassique moyen.

- Sauf 20 mètres de calcaires graveleux qu'on rapporte à ses termes supérieurs (Cénomaniens?) le Crétacé ne semble pas avoir été reconnu et les niveaux marneux ont complètement disparu.

Or, ce système et ces faciès revêtent une puissance elle-même tout à fait inattendue sous la surface des Garrigues de Lussan.

---- Le sondage de Lussan I, implanté entre Vendras et Fons-sur-Lussan et les résultats de la campagne sismique de 1952.

De la campagne sismique de 1952, donnant un profil Est-Ouest, il convient de retenir l'existence de deux surfaces de discontinuité (ou "fantômes"), à peu près parallèles entre elles et

sises respectivement vers 4500 et 5500 mètres. Au-dessous, l'image obtenue s'étant montrée "confuse et incohérente" (M.GOTTIS, 1957-64, p.30) l'on a pu estimer que le socle hercynien avait été atteint. Mais l'interface Paléozoïque/Mésozoïque, ainsi hypothétiquement situé, trahit une géométrie simple, assez régulièrement pentée à l'Est-Sud-Est.

- - Contrastant avec les aspects les plus profonds de l'image sismique, le forage de Lussan I a mis en évidence un surépaississement considérable des couches marneuses du Jurassique supérieur et du Néocomien.

- - - Dès lors, il devient nécessaire de rendre compte de la situation disharmonique que suggèrent: 1)- la pente probablement assez régulière du socle sous-jacent; 2)- l'intumescence des marnes du Jurassique supérieur et du Néocomien à la verticale du sondage de Lussan I, dans les profondeurs moyennes; 3)- la géométrie superficielle qui s'ordonne dans le dôme complexe de Lussan résultant de l'interférence d'anticlinaux d'orientation pyrénéo-provençale avec une voûte anticlinale subméridienne dont l'aire axiale, largement nivelée s'étend de l'Ouest de Montclus à l'Est de Méjannes-le-Clap (f. de Pont-St-Esprit) et qui paraît se résoudre, plus au Sud, dans la faille de Caraye (même référence cartographique) à lèvre occidentale exaltée.

Deux hypothèses sont possibles (M.GOTTIS, 1957-64, p.31) qui, du reste, à la limite, ne s'excluent pas forcément. D'un côté, ce surépaississement marneux des profondeurs moyennes, dans l'entité de Lussan, peut dériver d'une cause sédimentaire; d'autre part,

l'on peut évoquer un bourrage tectonique par des matériaux fluents, ce qui convient au style coffré des motifs anticlinaux et peut être avantageusement rapproché de la carence de ces mêmes faciés marneux et des étirements et broyages de roches calcaires mésozoïques, au plancher du fossé tertiaire d'Alès. Dans ce cas, le graben oligocène d'Alès ne serait pas, au niveau de la couverture sédimentaire, un phénomène passif, en conséquence de quoi cette couverture aurait seulement "suivi" l'effondrement d'un ou de plusieurs panneaux du socle hercynien; on y verrait, au contraire, avec M.GOTTIS (1957-64,p.32), un affaissement "tectonique" par lequel la couverture sédimentaire assumerait une réaction active aux contraintes nouvelles, notamment gravifiques, nées de l'orogénie cévenole; type de fossé "superficiel" par "soustraction tangentielle de couches semi-profondes" (M.GOTTIS, 1960-62, pp.392-393). Dans cette perspective, les effets d'étirements des couches mésozoïques subordonnées au Paléogène du fossé alésien et l'écail- lage des "klippes" dont le sens du chevauchement s'éclairerait du même coup, représenteraient des effets "de traîne". Le bourrage du dôme de Lussan, compensatoire et concomitant de l'évolution du fossé qui le borde à l'Ouest, aurait été favorisé par l'effet de barrage des plans de failles subméridiennes; à notre sens, le rôle décisif est plus probablement tenu ici, par la faille de Caraye- Vaurargues que par celle de Seynes, fréquemment incriminée.

- - - Aussi, M.GOTTIS (1957-64,p.31) est-il enclin à envisager une "orogénèse oligocène" pour les Garrigues de Lussan. Nous souscririons assez volontiers à cette attribution chrono-

logique, visant à localiser dans le temps la phase décisive du gonflement de ce dôme complexe. Mais c'est à condition que soit bien soulignée l'antériorité évidente des principales dislocations qui ont dû être remises en jeu à ce moment. Non seulement les anticlinaux Est-Ouest (Rochebude- St-André-de-Roquepertuis, Rivières-Goudargues, Arlende-Fons-Verfeuil, le Bouquet - la Cau- Forêts de Fontarèche et de St-Laurent-la-Vernède, Mons-Belvezet) sont pyrénéo-provençaux -- ce que personne ne conteste -- mais la grande faille de Vaurargues est même antérieure aux crises compressives éocènes auxquelles elle a réagi par décrochement, ainsi qu'on peut le voir entre la Grange Caraye et le Pont-de-Perret (f. de Pont-St-Esprit). Plus au Sud, elle avait contribué au tronçonnement des blocs qui seront ensuite plissés synclinalement dans la zone d'Euzet et de Baron, ainsi qu'on le verra dans le prochain chapitre. Pour des accidents de cette sorte et de ce secteur, G. LARADIS (1961, D.E.S. Sc., Montpellier, pp.43-44) avance un âge aptien. Quoi qu'il en soit, le dôme complexe de Lussan nous offre l'exemple d'une architecture pyrénéo-provençale reprise et exaltée à l'Oligocène. C'était déjà le cas du Coutach. Nous verrons que c'est le fait du Bois de Paris. La dissymétrie du Guidon du Bouquet, motif synclinal en terrains crétacés paraît pleinement justifiée par ce schéma.

En outre, la hardiesse de ce relief comme la retouche récente qu'a subie la "surface fondamentale" sur le pourtour du dôme de Lussan et en bordure du fossé d'Alès, n'interdisent pas de proposer de modestes réajustements diastrophiques plus tardifs.

B - Les aspects et l'évolution morphologiques des pays d'Alès et d'Anduze :

L'inadaptation des grands axes hydrographiques à la structure du fossé qu'ils prennent en écharpe, saute aux yeux. Comme l'a remarqué M.GOTTIS (1957-64, p.32), il n'est guère possible d'en rendre compte sans faire intervenir la notion de phases intermédiaires d'aplanissement.

Néanmoins, les phénomènes d'aplanissement n'ont pas laissé, en pays d'Alès et d'Anduze, des traces plus faciles à déchiffrer qu'aux abords de St-Hippolyte-du-Fort ou de Ganges. Sauf, peut-être, dans le secteur méridional des "klippes", ils ne sont plus perceptibles au centre du fossé, mais seulement sur ses deux marges entre lesquelles se pose le problème des "raccords". Encore, sur ces mêmes bordures, les méplats ne subsistent qu'à la condition que les faciès offrent quelque solidité, c'est pourquoi, entre des aires affouillées par une érosion géologiquement récente et de caractère différentiel, les témoins de ces aplanissements, quelquefois suspects d'appartenir à des types substructuraux, prennent des allures de bandes étroites, assez allongées, mais, néanmoins, séparées et suspendues.

Il est difficile de fournir, pour tels d'entre eux, une altitude signalétique, applicable à l'ensemble des paysages considérés. Ou alors, il faudrait, pour chacun, admettre une "fourchette" dont l'ordre de grandeur ne serait pas sensiblement différent de l'intervalle altimétrique qui les sépare l'un de l'autre. En effet, ultérieurement déformés, selon un type à assez grand rayon de

courbure ou originellement non horizontaux, certains paraissent, à la vue des lambeaux qui les jalonnent, admettre une pente systématique, du Nord au Sud et de l'Ouest à l'Est. Mais un fait demeure assez constant, leur hiérarchisation locale. Elle permet, à l'analyse topographique, de distinguer trois niveaux.

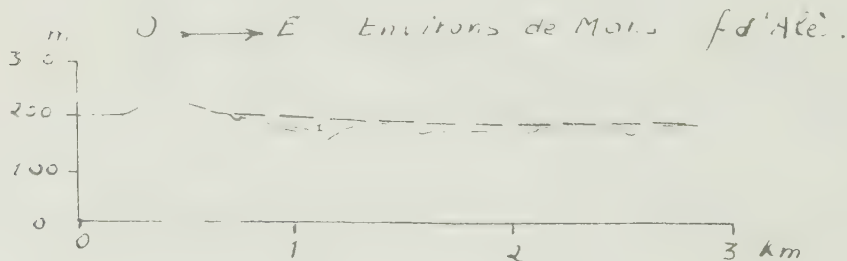
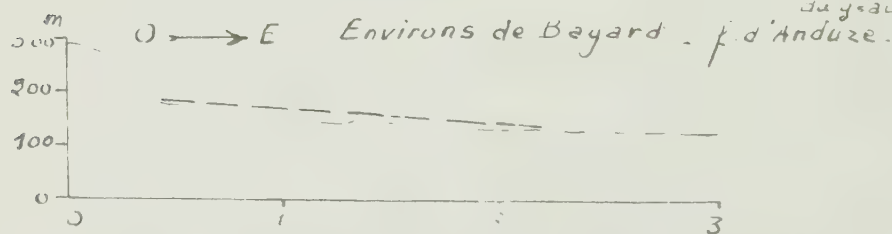
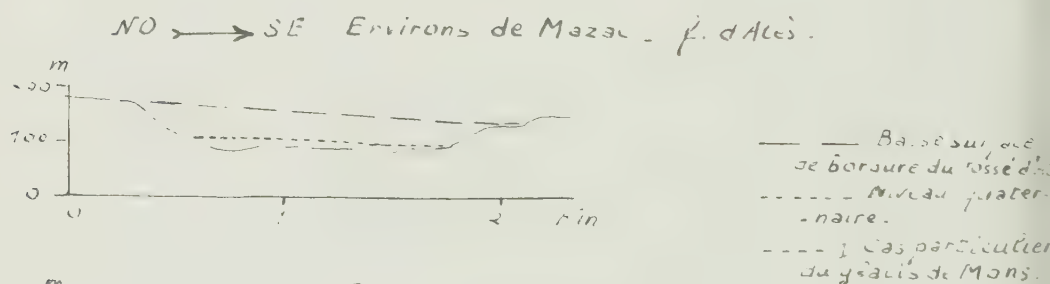
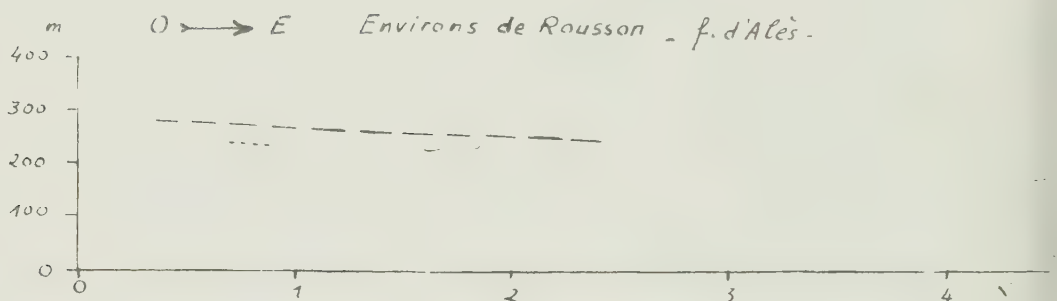
- Le plus bas et le plus récent s'établit à des cotes assez variables: 170 à 225 mètres sur la bordure orientale de la dépression d'Alès, au droit de la vallée de l'Auzonnet et de la percée de la Cèze; 190-200 mètres, au Sud-Ouest, non loin de Valz (f.d'Alès, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8) et proche de Peyremale (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{OS} 1-2). D'extension réduite, en ces secteurs, il n'en est pas moins, localement semé d'alluvions siliceuses en épandages plus ou moins remaniés, celui dont l'identification est plus raisonnée. C'est à partir de ce niveau que les cours d'eau ont commencé à se fixer, sans rigueur, du reste, comme on le verra.

- Le niveau moyen fournit fréquemment des cotes de 280 à 300 mètres. Il peut être repéré sur les marges occidentales du fossé alésien, en quelques lambeaux, apparemment de médiocre extension. De ce côté, la difficulté consiste, précisément, à fixer avec netteté ses limites vers l'Ouest. Au contraire, il occupe, sans conteste, de très vastes espaces, à l'Est, dans les Garrigues de Lussan où l'on relève, à la fois, sa perfection d'ensemble et sa légère dégradation dans le détail. C'est à partir de la surface de 280-320 mètres que la Cèze a creusé son canyon sinueux, entre Rochegude et St-André-de-Roquepertuis. Cette remarque tend à ramener

le précédent niveau ou niveau inférieur, au rôle d'aplanissement local, ici confiné dans l'environnement immédiat du fossé, bien qu'il semble, au Nord de St-Ambroix et pour des cotes légèrement supérieures (250 mètres) avoir connu d'assez belles extensions entre Cèze et Ardèche (J.P.VOLLE, 1965, D.E.S. Géogr. Montpellier, pp.93-111). Mais aux latitudes de St-Ambroix et d'Alès, tant dans la zone sous-cévenole, en amont, que dans les Garrigues urgoniennes, à l'aval, le bas niveau ne paraît correspondre qu'à des éperons de méandres, indicateurs d'altitudes plus ou moins usés et plus ou moins **fidèles**, mais clairement inscrits en contrebas du niveau moyen.

-- Les témoins d'altitudes plus élevées sont rares dans les Garrigues de Lussan. A l'inverse du niveau moyen, c'est en zone sous-cévenole que se trouvent le mieux représentés ces méplats, vers 400-500 mètres. Redoutable imprécision qu'accroît encore, pour l'observateur, la possibilité de confondre, plus ou moins alignées dans un même plan, les éventuels biseaux néozoïques, les surfaces substructurales et les topographies anciennes fossilisées, puis récemment exhumées. En ce secteur, les replats substructuraux sont nombreux, particulièrement vers l'Ouest où les pendages s'affaiblissent, tant dans les couches du Houiller (Champclauson) que liés aux horizons résistants du Trias (Bordezac) ou du Lias (plateaux formant le substrat du sommet coté 541, au Sud-Ouest de Robiac). Quant aux topographies exhumées, il convient surtout de les invoquer à propos du horst du Rouvergue.

Niveau de bordure de 200 mètres de la plaine d'Alès.



Du reste, dans cet ensemble submontagnard sédimentaire, tout comme dans les proches Cévennes gneissiques et schisteuses, à l'encontre de ce qui se passe aux abords du fossé d'Alès, les tracés hydrographiques ne sont pas aussi totalement inadaptés à la structure qu'il apparaît. Il s'agit moins de relever les cas d'une adaptation de détail, toujours banale, aux dispositions des couches houillères, au contact du socle et de sa couverture, à l'architecture pyrénéo-provençale elle-même - cas relatif à tels petits ruisseaux - que de noter la large coïncidence des grands bassins avec des panneaux de la tectonique des blocs.

Bien entendu, ces derniers s'avèrent aujourd'hui défoncés par les entailles fluviatiles, de même que le remplissage oligocène du fossé d'Alès se trouve largement déblayé. Nous relèverons les étapes de cette glyptogenèse, liées aux formes climatiques habituelles du Quaternaire languedocien. Néanmoins, celles-ci, assez typiques sur les marges de la dépression alésienne, manquent de caractère en son centre et n'ont guère d'ampleur dans les vallées submontagnardes.

1- Les méplats de la région d'Alès et d'Anduze:

a)-Le bas niveau:

---- La bordure orientale au-dessus de la vallée de l'Auzonnet et de la percée de la Cèze: valeur corrélatrice des argiles à cailloutis siliceux de St-Jean-de-Maruéjols et Avejan, Rochegudes, Rivières et Boisson:

Il s'agit de placages de cailloutis en provenance du

Massif Central, emballés dans une abondante matrice argilo-sableuse rouge sang, qui se repèrent facilement, la plupart sur les petits interfluves des vallons secs des Garrigues, grâce à la végétation silicicole qu'ils ont localisée (G.PARADIS, 1968, pp.233-235).

Les granites, aux cristaux altérés et demi-descellés, les micaschistes, friables, y sont rares, mal conservés; les quartz, très abondants et de toutes tailles, généralement peu cariés dans leur masse, habillés d'une patine blonde assez foncée, forment l'élément dominant. De nombreux petits calibres (3 centimètres, 5 à 7 centimètres de grand axe) constituent, en surface, une arène grossière, leur concentration relative s'expliquant par la facile exportation de la matrice fine. Celle-ci emballe les gros blocs. Avec une perfection variable l'émoussé trahit l'origine fluviatile: l'apport d'une ancienne Cèze.

Les lambeaux de nappes fluviatiles sont généralement peu puissants: de 30 à 50 centimètres, ce qui est conforme aux caractères habituels de la dynamique des transports solides en pays méditerranéen, au cours des temps quaternaires, mais réserve de grandes possibilités au remaniement. De fait les altitudes sont variables: en valeur absolue, de 140 mètres à 203 mètres, selon G.PARADIS (ibid). Cet auteur n'a pas, dans son texte, précisé les procédés dont il a usé pour l'obtention des cotes nombreuses qu'il cite. Elles nous paraissent quelque peu minimisées, plus faibles, en tous cas, que celles que nous avons obtenues en reportant les affleurements repérés sur le 1/25 000ème d'Alès: de 170 à 225 mètres. De

toutes façons, nous constaterons, comme G. PARADIS-(op.cit.p.234) que:"les affleurements les plus à l'Est sont situés à une altitude supérieure à celle des autres". Deux explications nous sont proposées pour rendre compte de cette particularité: le remaniement par solifluction et, pour deux sites précis ($x = 756,8$; $y = 216,8$ et $x = 756,43$, $y = 217,1$), un "léger gauchissement". Toutefois, de ces deux explications, l'une ne convient pas, l'autre, admissible, n'est pas, cependant, absolument indispensable à la solution du problème posé. En effet, le déplacement latéral sur plusieurs centaines de mètres, correspondant à l'affaissement de 20 à 30 mètres d'un paquet de cailloutis, n'est pas à l'échelle des phénomènes de solifluction tels qu'on les observe en Bas-Languedoc: il paraît nécessaire d'envisager ici une véritable reprise d'érosion. D'autre part, si une manifestation discrète de diastrophisme récent n'aurait rien qui nous surprenne en bordure du fossé d'Alès (nous en suggérerons d'autres signes), l'on remarquera que le simple dérapage de la Cèze et de l'Auzonnet, glissant, dans la zone de leur confluence, sur le flanc urgonien de l'anticlinorium de Lussan, suffit à rendre compte des dispositions analysées. Dans ce cas, les alluvions abandonnées dans les sites les plus orientaux seraient un peu plus anciennes que celles qui viennent border les affleurements tertiaires. Les différences d'altitude correspondraient à une évolution dans le temps du système hydrographique en cause.

En rapportant aux altitudes actuelles des thalwegs des deux rivières principales (sises entre 115 et 105 mètres) les chiffres fournis par G. PARADIS et qui se classent assez nettement

en deux groupes, l'on constate que le commandement des placages d'argiles à cailloutis s'établit entre 50/65 mètres et 85/90 mètres, respectivement. Un tel décalage suggère une assez longue évolution, même si elle n'est pas très évidente, au point de vue pédologique, ce que nous inclinons à justifier, au niveau de la matrice sablo-argileuse, par une fourniture massive d'éléments déjà altérés au moment de leur dépôt (fourniture pédochrome). Par leur faciès et leur altitude, les termes les plus anciens doivent être attribués, sans autre précision, au Villafranchien. Que valent les indications fournies par leurs cotes? Certes, les lignes qui précèdent tendent à minimiser l'ampleur des remaniements post-sédimentaires. Il serait, toutefois, abusif de les nier. Comment auraient-ils manqué sur les interfluves étroits où les argiles à cailloutis sont réfugiées, interfluves rongés par des vallons, aujourd'hui sans écoulement régulier, mais naguère actifs? Et s'il advient que les mailles de la dissection soient un peu plus larges, comme c'est le cas à l'Est de Rochegude, dominant le canyon de la Cèze, les alluvions anciennes sont soutirées par des dolines, confirmant ainsi le rôle des couvertures du karst dans la genèse de ces dernières, tel que nous l'avons exposé au Chapitre IV.

Minces, étalés, faiblement remaniés, ces placages alluviaux peuvent être crédités d'une certaine valeur corrélative, par rapport à des topographies qui leur sont sans doute quelque peu antérieures et dont nous ne saurions garantir qu'elles relevaient d'un aplanissement achevé, sises un peu approximativement vers 170-225 mètres. Au Sud de la Cèze, les formes en cause n'intéressent que

le calcaire urgonien. Au Nord de la rivière, dans l'Est immédiat de St-Jean-de-Maruéjols et Avejan, la même formation corrélatrice correspond à un incontestable biseau d'érosion recoupant l'Urgonien, le Turonien et les calcaires paléogènes à Cyrena Dumasi.

---- Les collines allongées du Sud-Est du fossé d'Alès:
hauteurs des Fumades, l'Olivier, Servas et Mons:

Ces modestes hauteurs, avoisinant 200/220 mètres, sont sculptées exceptionnellement dans l'Urgonien (reposant, près des Fumades, sur un affleurement de marno-calcaires du Barrémien inférieur et de l'Hauterivien élevé), habituellement dans les calcaires à Poissons et à Cyrena Dumasi de l'Eocène terminal et le Sannoisien inférieur que séparent les motifs complexes mais nivelés du tracé méridional de la faille de Barjac.

On peut envisager de les rattacher au niveau villafran-
chien décrit au paragraphe précédent, bien qu'elles ne portent pas d'alluvions quartzeuses, mais seulement de la terra rossa, là où le support calcaire est assez pur et résistant, et en faible épaisseur, sauf poches karstiques: 10 à 20 centimètres sur l'Urgonien, un peu davantage sur les marno-calcaires hauteriviens (A.GURLY, 1964, D.E.S. Géogr. Montpellier, pp.38-40 et CH. BOYER, 1964, pp.53-56). Incore devons-nous préciser les conditions particulières de ce rattachement.

La succession précise des altitudes, du Nord au Sud de cette étroite bande de terrain, vaut d'être examinée: 192 mètres aux Fumades, 205 et 201 mètres aux lieux-dits Valèzes et Leyric, 207 et 201 mètres vers l'Olivier, 213 et 208 mètres proches de Ser-

vas, 232 mètres à l'Est de Roquemiroque, 228 mètres au cimetière de Mons, 218 et 181 mètres au Sud de ce village (f.d'Alès, 1/25 000ème, n^{OS} 7-8). Ces cotes font apparaître la déformation discrète mais systématique de la topographie d'érosion biseautant les couches en contact, au long de l'accident de Barjac, lui-même nivelé:

(1)-gauchissement négatif du biseau en cause:

- à l'approche du synclinal de Suzon (Fumades);
- sur le passage de l'axe du synclinal des Plans (l'Olivier).

(2)-gauchissement positif du même biseau:

- au droit de la retombée périclinaline du pli faillé de Bouquet fixant la percée du Valat des Abîmes (entre Leyric et l'Olivier).
- au niveau du système anticlinal de St-Just (Mons).

Il y a là une présomption de rejeu tardif des structures reprenant, du même coup, la topographie d'érosion qui les avait effacées. Toutefois, il est encore nécessaire de reconnaître la lointaine origine et de préciser le degré de perfection de l'aplanissement qui nous occupe.

Le petit massif du Bois Nègre qui forme la transition structurale entre la dépression anticlinaline de Mons- St-Just et la gouttière synclinaline des Plans, constituant l'arrière-pays de Célas, situe une aire d'observation privilégiée. D'une part, s'il est séparé de la basse surface de Mons par l'abrupt de ligne de faille demi-dégagé de Maruéjols-les-Bois - Mas d'Olympie (f.d'Alès,

1/25 000ème, n^{os} 7-8), il se raccorde sans rupture de pente accentuée à la basse surface de Servas (cote 206 de Rascassau); d'autre part, il dessine, vers l'Est, une longue pente où les cotes 250 sont rapidement acquises (les Bouissières), puis dépassées, pour atteindre les altitudes de la surface moyenne, 280/310 mètres, dans la Commune de St-Just et Vacquières. Compte-tenu des retouches récentes qui n'ont pu manquer d'intervenir, cette longue pente dérive d'une ancienne topographie qui plongeait sous les couches tertiaires discordantes de la dépression d'Alès. On ne peut refuser de voir qu'aux abords du lieu-dit Rascassau, du moins, la basse surface ne fait que regrader la partie inférieure de cet ample plan incliné: cas typique de "remploi" sur une charnière tectonique, compliquant le problème spécifiquement languedocien des étroites surfaces "suspendues", isolées par l'érosion différentielle, et renvoyant directement au schéma que nous avons établi à propos de ces notions dans le chapitre III du présent travail.

--- La topographie sommitale des "klippes":

Ce problème est lié aux considérations qui précèdent. En effet, non seulement les sommets plus ou moins aplanis de ces entités se tiennent fréquemment à des altitudes de 200 et 240/260 mètres, mais l'on peut également leur attribuer un façonement éloigné dans le temps.

L'on sait que ces "klippes", organisés en arc de cercle, ne sont rien d'autre que les enveloppes urgoniennes et hauteriviennes (accompagnées de brèches cataclastiques exprimant les

mouvements de l'Aquitaniien), disloquées sur la retombée périantio-clinale du pli de St-Just.

Les différences d'altitudes, constatées ci-dessus, expriment deux influences: 1)- la courbure périantioclinale (altitudes minimales aux extrémités Nord- Nord-Est et Sud - Sud-Ouest des "alignements" de St-Privat-des-Vieux et de l'Avène; altitudes maximales selon un axe St-Just Mons- St-Privat-des-Vieux); 2)- la résistance du matériau, supérieure sur l'Urgonien, moindre sur les marno-calcaires hauteriviens et sur les brèches formées à l'Oligocène élevé aux dépens des termes crétacés. Ce second facteur contribue évidemment à irrégulariser l'image d'ensemble, déjà fortement perturbée par le jeu des écaillés, telle qu'elle se trouve induite par le premier.

Or les "klippes" sont actuellement en voie de dégagement de l'Oligocène élevé dans lequel ils se trouvent ~~ennoyés~~. En ce sens et compte tenu de l'inégalité de résistance entre ces petits massifs calcaires ou marno-calcaires, d'une part, et les marnes rosées stampo-aquitaniennes, de l'autre, c'est avec raison que A. GURLY (1964, p.47) considère leur topographie sommitale comme exhumée. Une preuve indirecte en est fournie par le caractère élémentaire de la dégradation karstique: des lapiés et des avens, point de dolines. Pourtant, les sommets des "klippes" ont offert des points d'appui, au cours des étapes de l'affouillement du bassin. Dans ces conditions, il est difficile de ne pas admettre que le phénomène de regradation n'ait accompagné l'exhumation. Regradation

moins efficace aux dépens de l'Urgonien qu'à ceux de l'Hauterivien, comme on vient de le voir. L'une de ces étapes aura coïncidé avec le niveau villafranchien, défini vers le confluent de la Cèze et de l'Auzonnet. En témoignent, concernant les "klippes", la fréquence des cotes voisines de 200 mètres et la surimposition manifeste de l'Avène au Sud de Salindres. Mais il ressort de ce qui vient d'être noté que ce bas niveau demeurait fort irrégulier, faiblement dominé par des reliefs résiduels dans l'Urgonien. Par ailleurs, nous estimons qu'il est légèrement déformé (ce qui mâtinerait la surimposition de l'Avène d'une faible influence antécédente). Rappelons, à ce sujet, que le passage des axes anticlinaux et synclinaux ne se traduit pas seulement au niveau des structures, mais aussi des topographies. En outre et selon un style plus large, les derniers lambeaux de ce bas aplanissement que nous ayons à signaler sur le pourtour de la dépression alésienne fournissent de nouveaux arguments pour une mobilité modérée et récente.

--- Autres témoins du bas niveau aux abords de la dépression d'Alès:

Dans les autres secteurs bordiers de la dépression d'Alès, les témoins des bas niveaux se font plus rares. Les aplanissements de cette catégorie manquent presque complètement, côté Ouest, entre Alès et St-Ambroix à l'exception de quelques replats plus ou moins substructuraux, découpés au Sud de cette ville dans le conglomérat stampo-aquitainien. En réalité, les témoins valables sont à rechercher aux flancs des vallées de la zone sous-cévenole. Avec toutes les réserves que mérite cette hypothèse, on établirait volontiers un

raccord avec les éperons des méandres encaissés de la Cèze aux environs de Peyremale (f.de Bessèges). Leur altitude nous paraît de nature à ménager une pente convenable au transport des argiles à cailloutis jusqu'à l'aire où nous les avons à l'abord rencontrées et décrites, proche du confluent de l'Auzonnet dans cette rivière. "Remployé", imparfait, déformé, le bas niveau devait, en effet, être rien moins qu'horizontal, ne fût-ce qu'en considération des calibres de ses épandages alluviaux caractéristiques.

Vers le Sud de la dépression d'Alès, quelques témoins paraissent pouvoir lui être également rapportés. Citons: au Sud-Ouest de la ville, le replat de 190/200 mètres, esquissé dans la partie Nord-orientale du Bois de Valz, aux dépens des assises du Carixien et du Sinémurien (f.d'Alès); proches de Bagard et du Mas Imbert (f.d'Anduze) une série de replats (220/240 mètres) taillés à la fois dans les conglomérats de l'Oligocène élevé et dans son substrat de Jurassique supérieur (avec ici reprise d'une topographie anté-stampienne), en une zone de petits compartiments abaissés sous le Peyremale-Bougerlan, tranchée, à l'Est par la faille du Crès. Peut-être convient-il d'ajouter à 200/230 mètres le panneau synclinal écaillé de Boisset, sis au flanc oriental du dôme de Veyras et le revers des crêtes de l'anticlinal de Ribaute-les-Tavernes (Latubadou, 197mètres; Vézénobres, 219, 217, 212 mètres).

Au Nord-Ouest du fossé d'Alès, de St-Sauveur-de-Cruzières à Bessas et au-delà (f.de Bessèges), s'étire une étroite bande de collines qui n'est pas sans rappeler, par ses dispositions structu-

rales, l'alignement des hauteurs des fumades, l'Clivier, Servas et Mons, sur la bordure opposée. Là, entre les marno-calcaires hauteriviens et les marnes valanginiennes du flanc oriental de la Montagne de Sampzon et les "amélas" oligocènes du graben alésien, sont demeurés, en position demi-effondrée, de minces affleurements urgoniens. Ils jalonnent l'accident bordier occidental dont la complexité de détail évoque celle de la faille de Barjac. La crête de ces collines longiformes révèle une topographie assez variée qu'agrémentent un chapelet de hauteurs résiduelles vers 280/300 mètres et davantage. Entre ces "Serres" apparaissent des cols aplanis à 240/270 mètres. Dans ces derniers, en se fondant sur leur position en contrebas des deux topographies étagées et plus élevées de la Montagne de Sampzon, J.F. VOLLB (1965, pp.95- et 99), avec raison, à notre sens, voit les représentants d'un bar niveau qu'il rattache aux formations corrélatives des abords de la percée de la Cèze à l'aval de Rochegude et dont il relève l'extension à mi-flancs du synclinal de St-Paul-le-Jeune.

Toutefois l'altitude moyenne de 250 mètres peut paraître relativement élevée. Faut-il y voir une pente originelle de la basse topographie du Nord vers le Sud? Ou doit-on envisager une déformation d'ensemble dans ce sens, plus ample que celles dont nous avons déjà fait état? En fonction d'arguments que nous donnerons plus bas, relatifs aux tracés des petits organismes hydrographiques et aux dispositions singulières des terrasses des grandes rivières, notons que la deuxième hypothèse ne saurait être

écartée. Le mouvement en cause ne doit pas davantage être surestimé, compte-tenu des faibles déformations du niveau moyen.

b)- Le niveau moyen et les reliefs dominants:

C'est à l'Est du fossé alésien que s'étend le plus largement, avec des cotes oscillant autour de 300 mètres, le niveau moyen. Cette région des Garrigues de Lussan, suffisamment étendue et caractérisée sera examinée plus bas. Nous nous limiterons, ici, à l'environnement septentrional et occidental de la dépression. Le niveau moyen y figure sous la forme de lambeaux qui seraient peu convaincants, sans leur répétition et leur répartition. Ils se trouvent dominés par des reliefs isolés dont la diversité d'allure suggère des origines variées. La mise en évidence de ces dernières est essentielle à la compréhension morphologique de la zone sous-cévenole proprement dite.

---- Dans la zone Nord, J.P.VOLLE (1965, pp.97-98) a reconnu l'aplanissement moyen, développé aux dépens des couches du Jurassique élevé, sur certaines parties du synclinal de St-Paul-le-Jeune, notamment au Nord Ouest de la Montagne d'Uzège, sur l'anticlinal des Avelas où il prend des allures substructurales et taillé dans l'Urgonien de la Montagne de Sampzon où il se montre gauchi en direction du Sud-Ouest et typiquement suspendu. Il est possible qu'en dérivent, plus ou moins démantelés, les reliefs résiduels de la bordure crétacée étendue de St-Sauveur-de-Cruzières à Bessas, au-dessus des "cols" villafranchiens et de l'Oligocène affouillé du fossé d'Alès.

---- Dans le Sud, en pays anduzan, ce niveau n'a laissé que des témoins exigus (au pied du panneau synclinal faillé de Lacan, sur l'enceinte orientale de la combe de Blaties), à l'exception du massif de Peyremale où il est un peu plus étalé. Encore toute l'étendue de ce dernier ne lui appartient-elle pas: la crête du Bougerlan le domine à 390 mètres, et, vers la Porte des Cévennes, le creux du berceau synclinal est occupé par une vallée suspendue à 260 mètres. Cependant les couches du Jurassique supérieur plissé sont biseautées vers 290/310 mètres sur d'assez larges espaces et, en remontant la vallée pré-citée dont l'encaissement diminue vers l'amont et au long de laquelle s'égrennent sept dolines, l'on retrouve le style successivement fluviatile et karstique habituel aux formes de dégradation des aplanissements languedociens. Dans la plus basse de ces dolines dont la cote (243 mètres) mesure l'ampleur de cette dégradation, au sein de la terre rouge qui y est rassemblée, existent quelques quartz patinés dans le style des "Albarons". La pente de la surface du Peyremale, plus élevée au Nord-Ouest qu'au Sud-Est, de l'ordre de 1,2% pour 800 mètres de distance, peut être compatible avec une déformation tardive dont la probabilité reste, cependant, douteuse.

---- Dans la zone centrale, les méplats aux cotes signalétiques se retrouvent dans le champ de failles d'Alès-les-Mages (Borne 320, à l'Est des Plantiers, sur Pliensbachien; cote 304, près des Carboundès, même terrain; cotes 331, près de Cercofiot, sur Séquanien; cote 314 proche de Courlas, biseautant Sinémurien et Pliensbachien; cotes 270/300 de Larnède, recoupant

Séquanien, himmériquien et Portlandien; cotes 287/186 au Bois de Nazac, sur Urgonien). Les observations que l'on peut faire, en ce secteur, appellent cinq observations:

1-: la fréquence des cotes oscillant autour de 300 mètres et correspondant aux divers terrains de ce puzzle tectonique n'est certainement pas le fait du hasard.

2-: mais la surface dont ces cotes relèvent, est largement démantelée et, en raison de pendages souvent faibles, elle paraît avoir été constituée d'une mosaïque de plans substructuraux plus ou moins bien alignées. Les formes structurales sont, du reste, en voie de révélation avancée. Si la topographie du lieu-dit Larnède paraît à peu près dériver d'un aplanissement d'ensemble, la photographie aérienne permet d'y déceler assez facilement le flanc du synclinal de Caussonville.

3-: si l'aplanissement fondamental est, ici, mal conservé, il semble, néanmoins, avoir été déformé: les cotes situées à l'Ouest de la Nalc 104 sont plus élevées de 30 à 40 mètres de celles qui se rencontrent à l'Est.

4-: mais, admise cette déformation, forcément post-Miocène, il faut avouer qu'elle demeure faible ce qui limite le jeu de la faille des Cévennes et de ses satellites.

5-: enfin, l'extension de ce niveau est extrêmement limité vers l'Ouest où règne rapidement de plus hautes topographies.

---- Les hautes topographies de la zone sous-cévenole:

Les coupes permettent d'aligner les sommets de la zone sous-cévenole autour 500 mètres. Ce niveau des crêtes (expression que nous préférons à celle de: niveau de crêtes qui fait référence à une théorie controversée) ne paraît pas non plus imputable au hasard. Il résulte, probablement, de l'existence, aujourd'hui révolue, de topographies effacées, détruites par le diastrophisme cévenol et, sans doute, récemment. De là cette impression de lourdeur, signalée plus haut, que laisse l'observation du relief de la basse cévenne sédimentaire et de ses abords métamorphiques. Mais il est vain de tenter, à ce propos, une reconstitution plus précise. Il est possible, par contre, de caractériser les formes actuellement visibles.

En zone sédimentaire, il s'agit de topographies structurales et substructurales, point toujours horizontales, et correspondant aux larges affleurements du Lias (synclinal de Mialet, "bassin" mésozoïque de la Grand'Combe -Alès, région des petits dômes de l'Ouest de Lécimas, environ Sud-Ouest de Robiac) et du Trias (Bois des Traverses, au Sud de Banne).

En zone métamorphique, de lourdes topographies dérivent de l'évolution de très anciennes surfaces exhumées (cf. surface pré-triasique vers le Collet-de-Dèze f. de St-André-de-Valborgne; surface pré-triasique plutôt que méplat pré-stéphanien, en pente sur le flanc Nord-Est du Rouvergue). Nous avons dit le rôle de la topographie post-hercynienne, pour si paradoxal que cela puisse

paraître dans le domaine encore plus élevé des Serres cévenols.

L'on sait que ces maigres échines d'interfluves sont assez clairement situées en bordure des blocs définis par les satellites de la faille de Villefort (failles du Mas de l'Air, d'Aujac-Bordezac, de Tarabias, du Vern, de Branoux-Soustelle). C'est à partir de là qu'il convient de poser le problème des tracés hydrographiques en région sous-cévenole.

2- Tracés de réseaux hydrographiques et tectonique de "blocs" en zone sous-cévenole:

L'inadaptation du tracé des rivières cévenoles à la faille des Cévennes et à ses répliques, recoupées par le travers, est un fait patent. Même inadaptation d'ensemble aux ondulations pyrénéo-provençales, dont le Gardon d'Anduze, à la Porte des Cévennes, fournit un bon exemple, encore que cette donnée soit moins manifeste, particulièrement entre Alès- la Grand'Combe et St-Ambroix. En effet, dans un schéma d'indifférence générale à la structure, on peut relever des exceptions: types d'adaptation de détail, strictement localisés, dépourvus de continuité, comme il s'en rencontre toujours, en particulier dans les cas d'Épignie. On ne s'en étonnera pas, les progrès de l'érosion en zone cévenole ayant mis au jour d'anciennes topographies fossilisées en milieu hercynien et dégagé des terrains encore récemment enfouis sous des couches plus récentes, dans la couverture sédimentaire. Toutefois, d'une manière très générale, sauf tout à fait en amont, les satellites de la faille de Villefort ne sont pas franchis par

les rivières. L'étude de quelques exemples permettra de préciser la signification de ces faits d'observation.

a)-L'exemple de la Gagnère: Si le bassin supérieur de cet affluent de rive gauche de la Cèze, inscrit dans le horst de Bonnevaux, répond à la situation la plus habituelle des rivières de ce secteur, le cours moyen et inférieur, à l'aval du coude de la Fenièrre (f. de Bessèges, 3 kilomètres au Sud de Brahic), offre une orientation singulière, dirigée au Sud, en position orthoclinale, par rapport à l'affleurement du Trias, éloigné de 0,7 à 2,3 kilomètres. La rivière coule indifféremment sur le Houiller autochtone puis allochtone franchissant, sans en subir l'influence, le front de chevauchement. Le témoin du Buntsandstein, conservé à Savel, à 319 mètres, montre que le cours s'est établi soit à partir de la surface posthercynienne exhumée, soit, plus vraisemblablement, à partir d'une surface structurale du Trias inférieur. Son enfoncement s'est réalisé par étapes comme cela est rendu évident par le replat (villafranchien?) de 220/240 mètres de la rive droite. Le beau train de méandres du segment inférieur paraît être dû à la "vibration" du cours à la rencontre de l'épaisse série du Trias et du Lias, conservée par faille, entre les Granges et Boniol.

b)-L'exemple de la vallée de la Cèze:

Depuis son origine sous le Collet de Villefort, la Cèze, installée sur les schistes cévenols, franchit de façon indifférente les contacts anormaux des environs de Pontells, puis aligne sans rigueur ses méandres sur l'extrémité Nord-occidentale de la faille

d'Aujac-Bordezac, et, enfin, s'établit durablement dans le bloc monoclinal et basculé au Nord-Est qui est délimité par la même faille d'Aujac-Bordezac et celle de Tarabias, en "position subséquente", en quelque sorte, par rapport aux lambeaux de Trias, sous lesquels elle s'est inscrite profondément dans le socle. De la sorte, l'on peut, en ce secteur, affirmer que son tracé est limité à une entité tectonique bien définie et s'est dessiné à partir ou d'une surface structurale des grès triasiques ou de la discordance pré-triasique exhumée.

En outre, depuis le méridien d'Aujac, la Cèze a pénétré dans les gneiss: sa gorge profonde, étroite, dépourvue de terrasse, s'y oppose à la vallée qu'elle a développée dans les schistes, plus large, dotée d'une à deux terrasses (attribuables au quaternaire récent, mais plus ou moins discontinues et souvent liées aux lobes de méandres -- J.P.VIDEL, 1969, Mém. maîtrise, Montpellier, Géogr. 86 p.), tant à l'amont qu'à l'aval où elle trace de belles sinuosités, parfois recoupées (l'Elzière), après le confluent de l'Homol et dans le secteur de celui du Luech.

Les vallées de ces affluents (celle du Luech ayant son origine dans le granite du Lozère) montrent exactement les mêmes changements d'aspects en passant des micaschistes aux gneiss et sont pareillement incluses dans des "blocs" tectoniques à l'approche des affleurements sédimentaires: compartiment de Sénéchas pour l'Homol, compartiment que limitent les failles de Tarabias et de Chamarit pour le Luech.

Plus à l'aval, en zone sédimentaire, la Cèze exploite les "touches de piano" des environs de Robiac. De cette localité à Meyrannes ses sinuosités sont guidées par des failles transversales à l'axe de la vallée. Enfin la rivière atteint le bassin d'Alès en traversant l'anticlinal inversé de Meyrannes.

c)-L'exemple du Gardon d'Alès:

Il est beaucoup plus significatif que celui des diverses branches qui confluent dans le Gardon d'Anduze et dont nous ne saurions tirer aucun enseignement pour notre propos.

Né à l'Est de Bougès, le Gardon d'Alès, après avoir longé un filon de quartz du Ccl de Jalcreste aux environs de St-Privat-de-Vallongue, se tient à peu de distance au Nord de la faille dite des Ruines de la Maréchale (proche de Blanlaves, nomenclature de la f.géol.d'Alès au 1/80 000ème). Il est, là, contenu dans les limites d'un bloc basculé au Sud, en "position orthoclinale" par rapport aux lambeaux de la couverture triasique qui domine son cours.

Après avoir franchi le prolongement septentrional de la faille de Bramoux et reçu l'Andorge à Ste Cécile qui s'aligne plus ou moins sur les broyages induits par cet accident, satellite de celui de Villefort, le Gardon d'Alès pénètre dans le compartiment de la Grand'Combe, entre les horsts de Soustelle et du Rouvergue.

Il pénètre alors dans la couverture sédimentaire: son indifférence aux failles transversales comme à la culmination de Rochebelle-Fontanes prouve qu'au moment où s'est dessinée cette

partie de son cours, les accidents brisants étaient nivelés et l'empilement sédimentaire encore assez puissant pour effacer le bombement des couches houillères.

d)-L'exemple des petits organismes : Avène et Auzonnet;

Tous deux montrent, quant à leur tracé, des caractères communs. A l'amont: ils sont adaptés à des contacts brisants: bordures du Rouvergue, ligne de chevauchement entre Houillers autochtone et allochtone à l'Ouest du Martinet (Crouzoul). Dans leur section moyenne: ils se montrent épigéniques, imprimés dans les roches métamorphiques du Rouvergue. A l'aval: ils franchissent orthogonalement la faille des Cévennes et ses satellites et ne connaissent que des adaptations localisées et, pourrait-on écrire, "de pur hasard", à la structure (dôme houiller de St-Florent, éventré par l'Auzonnet; dômes liasiques de l'Ouest de Lécimas, pour l'Avène).

Ainsi l'inadaptation des tracés aux structures (particulièrement les ondulations pyrénéo-provençales et les failles à jeu oligocène) est-elle surtout sensible dans la frange aval.

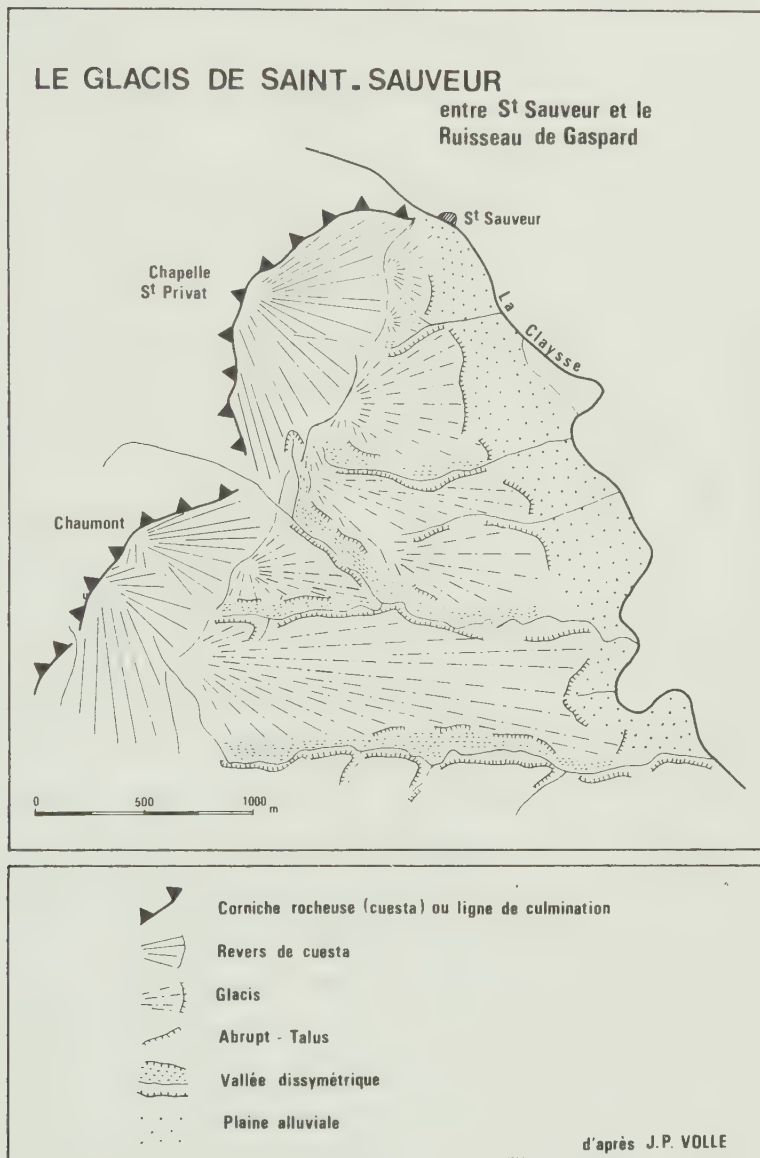
Dans la zone moyenne où s'arrête la couverture sédimentaire, les rivières, coulant selon la pente imposée par la dorsale cévenole, s'enferment dans le cadre de blocs faillés où leur cours s'est établi en fonction de topographies moins variées que l'actuelle (surface structurale du Trias dégagée sous la corniche dessinée par les terrains surincombants ou discordance post-hercynien-

ne) dont le développement a représenté une phase du démantèlement de la couverture.

Ce démantèlement nous paraît correspondre à une surélévation post-oligocène de la Cévenne de style épirogénique, particulièrement marquée dans l'aire du Mont Lozère, soit selon une direction faiblement oblique, par rapport aux failles bordières des "compartiments" en cause.

3- Formes climatiques quaternaires dans la dépression d'Alès:

Sans même tenir compte de la partie centre-Sud, encombrée par les "klippes" et les chaos de blocs qui ont essaimé autour de certaines de ces entités, les formes quaternaires du fossé sont fréquemment peu typiques, largement démantelées et curieusement dissymétriques. De vastes espaces y sont occupés par des réseaux de petites vallées peu entaillées que séparent de molles croupes d'interfluvies, casuellement raffermies par la présence d'un banc plus dur ou d'une lentille de conglomérat. C'est ce paysage qu'on observe de part et d'autre de la D.37 entre le Pont d'Auzon et les abords de St-Ambroix en passant par Potelières. Il est aisé d'en rendre compte par la vulnérabilité de la marne oligocène, mais aussi par son imperméabilité favorisant la densité d'un chevelu hydrographique dont les drains sont parcourus par des écoulements temporaires mais relativement fréquents, évidemment plus abondants lors des phases froides et humides du Quaternaire. Les formes typiques du modelé hérité de cette ère sont remarquablement localisées: les glacis sur les bordures, les terrasses au long des principales vallées.



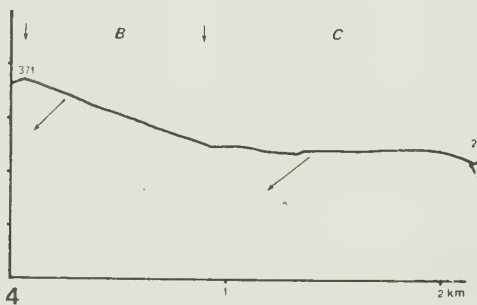
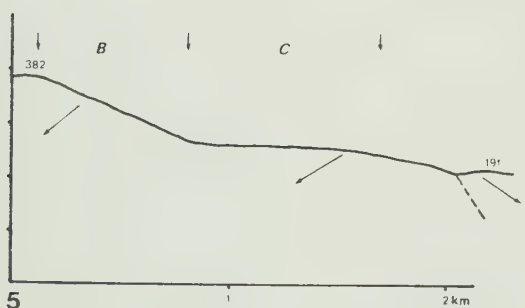
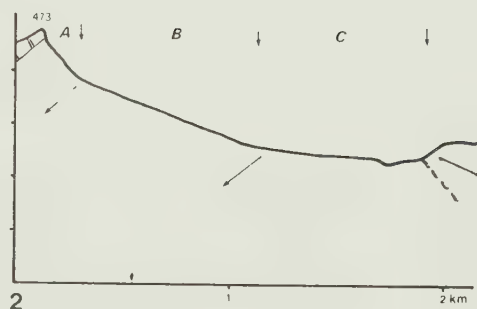
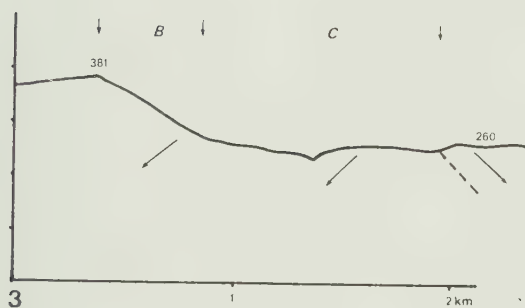
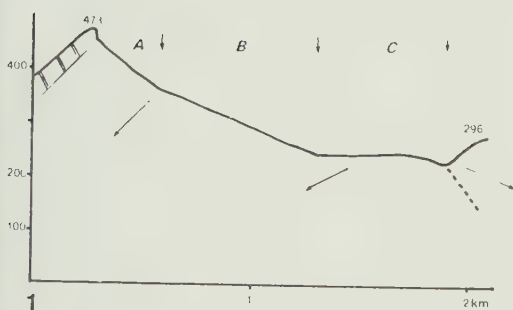
a)- Les glacis :

-- L'exemple du glacis de St-Sauveur-de-Cruzières:

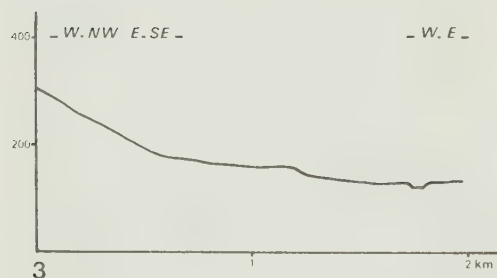
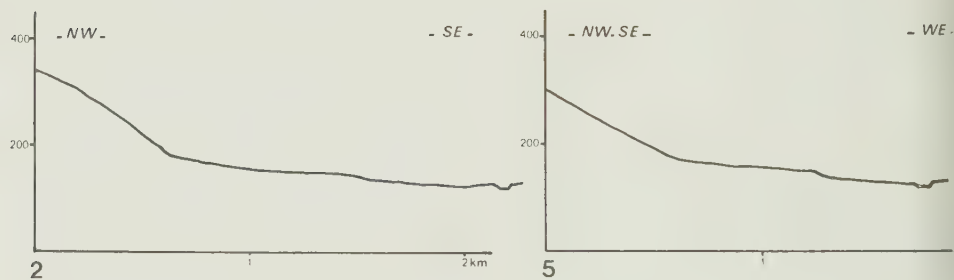
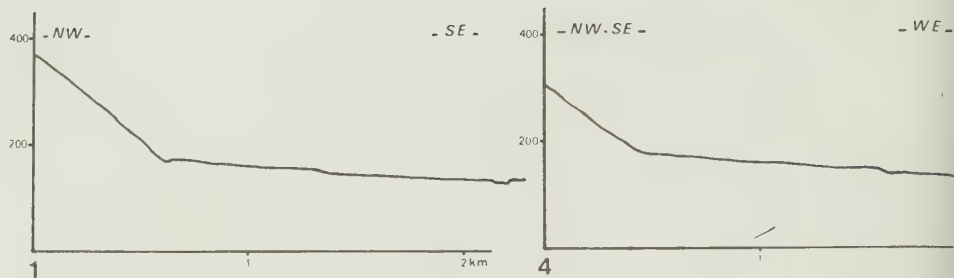
A l'amont, il prend appui sur les étroits affleurements urgoniens, et les "Amelas" oligocènes qui accompagnent l'accident complexe de St-Ambroix, St-Sauveur et Bessas. Dans ces formations, l'érosion a sculpté un versant dont la pente s'élève à 30/35%. Le glacis proprement dit débute à son pied, sinon par un véritable knick, du moins avec un changement très rapide de la valeur de la pente qui se tient, en cette partie moyenne, entre 6 et 10%. Puissante de 0,8 à 1 mètre, une couverture meuble, composée d'une matrice fine jaune ou ocre (empruntée à la marne sous-jacente à peine altérée) et de cailloutis relativement peu abondants, nullement émoussés, empruntés à l'Aquitaniens et à l'Urgonien locaux, d'un diamètre variant de 1 à 3 centimètres, définit une forme de transport. Cet aspect se modifie, à l'aval par l'apparition de deux traits nouveaux. D'une part, le glacis biseaute ici une marne calcaire gris jaunâtre, plus résistante que consolident des bancs de calcaires gréseux: il est donc barré; en outre, une certaine dégradation différentielle se manifeste même dans les parties les mieux conservées; de la sorte, J.P.VOLLE (1965, pp.139-147) souligne à bon droit le rôle des influences structurales. D'autre part, avec une pente d'ensemble réduite à 4/6%, mais sur ce ~~support~~ support plus solide, la couverture a été largement dispersée, cédant le plus souvent la place à un simple pavage. Longue de 300 à 1200 mètres, il s'agit naturellement d'une forme inactuelle. A l'aval, elle domine la basse plaine de 5 à 6 mètres, moins souvent, d'ailleurs, par un talus net que

- I 337 bis -

Fig. I53 .



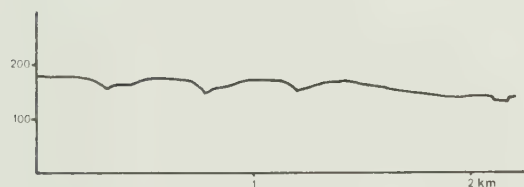
- d'après J. P. Volle -



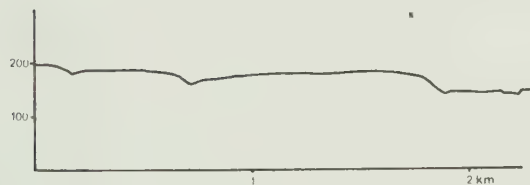
- 1 Chapelle St Privas . Mas de Guillaume
- 2 Près Mas de Guillaume . Côtes 339 et 132
- 3 Côtes 302 . 149 et 129
- 4 La Vabre . Côtes 302 et 157
- 5 Chaumont . RD 225 - Robiac



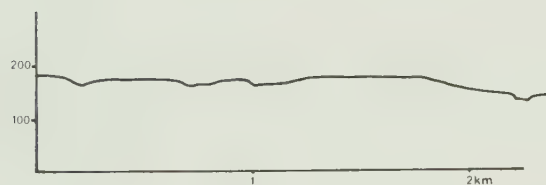
*Ruisseau Ilette - S^t Sauveur -
N. NW - S. SE*



*Ruisseau Ilette - La Motte. La Rouviere -
S. SW - N. NE*



*Ruisseau Ilette - La Rouviere : cote 176
SW - NE*



*Ruisseau Ilette - S^t Sauveur : cote 156
S. SW - N. NE*

par une pente adoucie par la solifluction et le labour. Dans la partie moyenne, les ravineaux, nés à sa surface, et hiérarchisés dans le système de la Claysse, se sont, depuis, inscrits de 7 à 8 mètres. Cette entaille n'est plus que de 1 à 5 mètres dans les che-
naux sculptant les calcaires gréseux. Ces vallons, divisant actuel-
lement le glacis en lanières, ont un profil transversal dissymétri-
que (rive Sud abrupte; la rive Nord, à l'adret, se réclamant d'une
pente plus douce). Ce type de paysage se continue au Nord de la
vallée de la Claysse; mais, là, les lanières s'allongent en raison
d'une convergence du réseau hydrographique qui se réalise plus loin
vers l'Est; d'autre part elles s'avèrent davantage dégradées.

La basse plaine modelée à un niveau très proche de celui
des rivières actuelles ressortit à un Würmien tardif. Le glacis de
St-André-de-Cruzières relève d'une genèse antérieure. La raison,
d'une part, de l'importante entaille qui l'affecte dans sa partie
moyenne, d'autre part, de son caractère barré à l'aval, cause ordi-
naire de polygénisme, nous serions tenté de proposer, le concernant,
un âge rissien avec regradation au Würmien, ce qui est en accord
avec le caractère de sa couverture. Nous y incitent encore de très
petites accumulations de gélifracas dans les pièges créés, à l'aval,
par le début d'évolution différentielle plus haut signalé.

--- Autres glacis dans le fossé et dans les dépressions

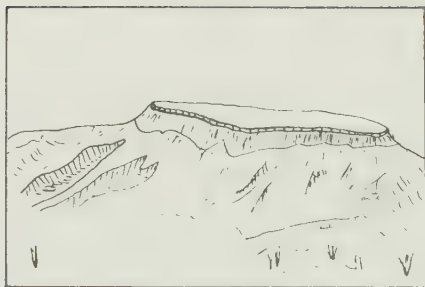
Annexes:

Face au glacis de St-André-de-Cruzières, la bordure orien-
tale du fossé n'est pas aussi favorable que l'occidentale au dévelop-

pement des glacis. Ces formes sont particulièrement exigües et souvent même absentes en rive droite de la vallée de l'Auzonnet entre Pont-d'Auzon et Rivières.

Plus au Sud, des éléments de glacis, attribuables aux temps rissiens, et, plus largement encore, würmiens, sont repérables, assez disséqués, au droit de Rousson, entre le Bois de Masac et la colline de St-Privat-des-Vieux (f.d'Alès), près de St-Christol-lès-Alès et de Bagard. Tous ont des traits communs: une faible couverture à laquelle participent les calcaires du relief dominant et les galets du conglomérat oligocène, des appuis structuraux qui redressent la pente à l'amont, un début de dégradation structurale y affectant les aires mal pavées, une dissection plus poussée à l'amont qu'à l'aval où la "suspension" au-dessus de la basse plaine manque de netteté. Ce dernier trait trahit l'influence de la solifluction et d'un colluvionnement post-würmien que justifie l'étendue du substrat marneux.

Finalement, les plus beaux glacis n'appartiennent pas au fossé proprement dit, mais aux dépressions annexes. Une très longue pente peu disséquée, mais fort basse et forcément récente, modèle le revers de la cuesta lutétienne de la ferme d'Aigalière et surtout sa couverture bartonienne discordante, dans le synclinal des Plans. Plus au Sud, c'est dans les marnes valanginiennes, en position de front, et orienté vers l'Est que s'étend le glacis de Mons, appuyé à la cuesta ludienne et orienté vers la combe de St-Just.



*Lambeau du glacier de Mons - Niveau d'altération au
sommet et gullies sur les basses pentes
- dessin d'après photo A. Gurly -*

--- Le glacis de Mons:

Glacis de front, il s'établit également en position de versant, par rapport au Ravin de la Chaux, orthoclinal et inscrit sous le niveau de 200 mètres. Long d'environ 300 mètres, affecté d'une pente d'ensemble de 8%, il est, en réalité, de profil concave, se relevant vers la cuesta ludienne dont il est parfois séparé et vers laquelle il tourne des éperons, sa déclivité diminuant à l'aval. Néanmoins, son profil reste plus tendu que celui des vallons nés à sa surface et qui le dissèquent aujourd'hui, encaissés d'une dizaine de mètres à l'amont, de 4 à 2 mètres à l'aval. Ces entailles permettent d'apercevoir le matériau limoneux ocre qui forme sa couverture, épaisse de plusieurs mètres, portant un sol méditerranéen à son sommet que protège, en outre, un pavage formé de débris d'assez forts calibres empruntés au Ludien et au Sannoisien. Quelques murs de soutènement soulignent le rôle de la solifluction dans la mise en place de ce matériau fin que, par ailleurs, le ruissellement actuel ravine au flanc des entailles. Il s'agit, sans doute d'une formation mise en place à la fin du Quaternaire moyen mais son caractère pédochrome ne nous incite guère à préciser davantage sa position chronologique.

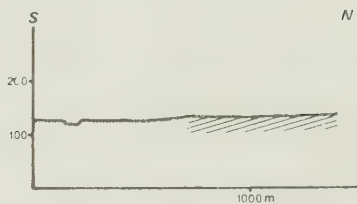
b)- Les terrasses:

--- Les terrasses de la Cèze et de l'Auzonnet dont les cours sont parallèles dans la traversée du fossé se ressemblent remarquablement et ne peuvent qu'être étudiés ensemble, A 2 ou 3 mètres seulement au-dessus du lit des étiages actuels, l'on rencontre un premier niveau, large de quelques centaines de mètres

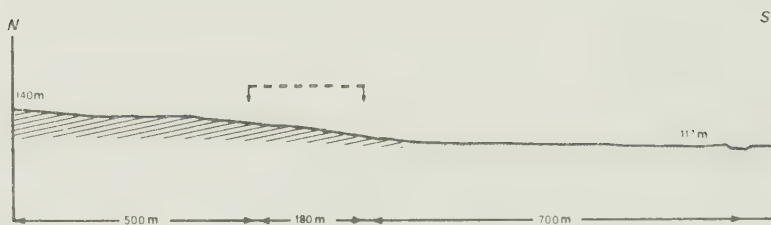
LES TERRASSES DE LA CEZE



1



2



3

1 La vallée de la Cèze à la coopérative de St Denis

2 Coupe au niveau de St Victor de Malcalp

3 Profil schématique établi à St Denis

Alluvions modernes

//// Alluvions anciennes (épaisseur exagérée)

--- Secteur soliflué

- d'après J. P. Volle -

pour la Cèze, à peine moins pour l'Auzonnet. Sa sécheresse et sa mise en culture, plus que cette médiocre altitude relative, le distinguent de la zone hygrophile actuelle que souligne sa végétation arbustive. Il tend à se réfugier, à l'amont et à l'aval de la traversée du fossé alsien, dans les lobes convexes de méandres. Mais le méandre unique que chacune des deux rivières présente après le franchissement de la faille des Cévennes a un net caractère d'encaissement. Au contraire, à l'extrémité orientale, le tracé des sinuosités a varié (tracé abandonné sur la rive opposée à Rochegude, lisible sur la photographie aérienne), tandis que le calibrage de la vallée en lit de méandres devient évident.

Le matériau de ce premier niveau est fort varié et d'aspect frais: quartz, gneiss, schistes et granites cévenols; grès et arkoses triasiques, calcaires jurassiques et galets urgoniens de la zone sous-cévenole; les matériaux empruntés aux formations tertiaires du fossé sont moins nombreux.

Au total, il s'agit de la très basse terrasse languedocienne qui ne peut remonter au-delà du Würmien tardif.

Un second niveau alluvial existe, original. D'une part, il s'agit d'un semis de galets qui domine rarement la très basse terrasse par un talus net (cas qui se présente à hauteur de la D.187a, comme l'a noté J.P.VOLLE -1965, p.163). D'autre part, ces trainées de galets sont, aussi bien pour la Cèze que pour l'Auzonnet, beaucoup plus largement représentées en rive gauche (de St-Victor-de-Malcap au-delà de St-Denis et de St-Julien-de-

Cassagnas à Auzon). Enfin, elles sont inclinées vers le thalweg de 145-150 mètres à 115 mètres (Cèze) et de 175 à 138 mètres (Auzonnet), soit établissant des commandements qui varient de façon inquiétante, de 20/15 à 5 mètres (calculs de G.PARADIS, 1968, pp.236-237). Le concept de glacis alluvial paraît plus adapté que celui de terrasse aux faits qui viennent d'être notés, bien que la solifluction ait aussi eu un certain rôle dans cet étalement comme l'a remarqué J.F.VOLLE (ibid.)

Les alluvions en cause sont gélifractées. Elles présentent des signes d'altération et le spectre pétrographique diffère assez sensiblement de celui de la basse terrasse. Les calcaires n'y représentent pas plus de 10% du total: chiffre assez élevé, toutefois, s'agissant de la Cèze dont le haut bassin compte une étendue de terrains métamorphiques beaucoup plus grande que celle des terrains sédimentaires; on n'en tirera donc pas de conclusion. Mais les grès et les schistes y sont en nombre réduit, au contraire des roches granitiques et des quartz (patinés et fortement émoussés) et le tout est emballé dans un limon ocre jaune qui témoigne d'une certaine évolution pédologique, donc d'une relative ancienneté. J.P.VOLLE (1965, p.165) souligne, avec raison, la "différence d'âge très sensible entre les matériaux de la terrasse supérieure et ceux de la basse terrasse". G.PARADIS (1968, pp.236-237) veut y voir un dépôt rissien. Au vrai, il est difficile de définir, au long d'une rivière de l'importance de la Cèze, des accumulations rissiennes suspendues 5 mètres seulement au-dessus du lit actuel. Sans doute évoquera-t-on le remaniement solifluidal. Pour

notre part, nous inclinons à admettre que la notion de glacis alluvial, combinée avec ce remaniement, confond, dans ces épandages caillouteux informes, des évolutions rissienne et würmienne.

Peut être faut-il même, en rive gauche de l'Auzonnet, au lieu-dit la Paillasse (Est de St-Julien-de-Cassagnas) et près de la ferme St-Jacques, respectivement à 160 et 170 mètres, soit 30 mètres de commandement, voir des gisements mindéliens?

---- Dissymétrie climatique ou néo-tectonique?

Quoi qu'il en soit, il convient de rendre compte de la dissymétrie pré-citée des étalements alluviaux sur l'une et l'autre rive tant de la Cèze que de l'Auzonnet et de la rapprocher de la disposition en glacis alluvial.

S'agit-il d'un phénomène de dissymétrie climatique (cycle gel/dégel plus nombreux à l'adret) comme celle que nous rencontrons dans l'aire appalachienne de l'anticlinal de St-Just et Vacquières? Ce n'est guère vraisemblable: le phénomène d'exposition ne paraît guère décisif dans ces larges vallées où il ne faut pas compter que l'ubac soit véritablement à l'ombre. Par ailleurs, il s'agit du dérapage du lit de deux cours d'eau. Une explication diastrophique nous satisferait davantage, sachant qu'un certain retard peut se manifester entre la déformation et son exploitation par la dynamique fluviale.

Concernant le Gardon d'Anduze au-dessus de la très basse terrasse fort étalée en fonction du calibrage d'un ancien lit de méandres dont le dessin se laisse encore deviner près de Lézan

et au Sud de Cardet, existent des lambeaux isolés d'au moins deux épandages alluviaux plus anciens: c'est encore en rive gauche qu'ils sont les plus étendus et les plus nombreux.

Dans la zone de confluence avec le Gardon d'Alès, G. PARADIS (1968, pp. 235-236) présente l'hypothèse d'une néotectonique fondée sur les dénivellations d'un cailloutis "mindélien" dont l'horizon d'accumulation pédologique montrerait des "pendages" différents de part et d'autre des failles affectant le substrat crétacé. Bien que la charnière du fossé alésien et du bassin de Vézénobres, des déformations récentes ne soient pas, a priori, invraisemblables, nous récuserons sa démonstration. La prétendue "nappe mindélienne" n'a pas plus d'unité réelle entre Vézénobres et Ners que la nappe "villafanchienne" des pays rhodaniens. Certains lambeaux de cailloutis montrant une zone de lessivage de plus de 2 mètres d'épaisseur, surmontant une zone d'accumulation dont l'ordre de grandeur est comparable, révèlent une évolution telle qu'on est contraint de les considérer comme plus anciens. Mais la hiérarchie des niveaux de la vallée du Gardon nous apparaîtra avec plus de clarté, quelques 15 kilomètres à l'aval, dans l'ensemble sous-régional qui fait l'objet du chapitre suivant.

Auparavant, nous aurons complété l'étude du cadre du fossé alésien par une incursion dans les Garrigues de Lussan.

C- Aspects morphologiques des Garrigues de Lussan:

Les Garrigues de Lussan constituent un secteur naturel du Bas Languedoc, nettement personnalisé et bien connu depuis les

travaux de G.FABRE (1969 et 1972), à quoi il faut ajouter les essais utiles de F.GUYOT (1970) et de R.B.DORIA (1972), les uns et les autres réalisés sous notre direction. Une étude détaillée nous entraînerait hors des limites de notre terrain propre. Nous ne prenons ces Garrigues en considération que pour autant qu'elles lui dessinent une limite. Les notions fondamentales, en ce qui les concerne, ont, d'ailleurs, déjà été exposées: la lithologie et la structure au début du présent sous-chapitre; l'importance de la surface "moyenne" d'aplanissement, en liaison avec son développement dans l'Uzègeois occidental, au Chapitre III, selon l'optique même de la première partie de ce travail, consacrée aux problèmes généraux et aux corrélations inter-régionales. Si le lecteur veut bien se référer à ces indications préalables, une comparaison s'impose avec la Vaunage qui sera décrite dans notre Chapitre VIII. Elle vaut essentiellement pour la structure en dôme complexe, résultant de l'interférence d'une série d'ondulations pyrénéo-provençales avec des accidents subméridiens dont certains s'avèrent dotés de jeux multiples, étalés dans le temps. En dépit d'une commune appartenance à la série néocomienne, les similitudes sont moindres en ce qui regarde la lithologie: aux bordures des combes de Lussan, l'Urgonien se montre plus solide que l'Hauterivien aux dépens duquel sont dessinés les crêts de la Vaunage; inversement, les marnes, largement excavées au creux de ce "pays", ont une faible extension dans le coeur de l'anticlinorium de Lussan; par suite d'une exaltation orogénique plus modérée, les faciès calcaréo-marneux et marno-gréseux de l'Hauterivien inférieur, ainsi que **les** faciès de calcaires compacts

de l'Hauterivien élevé, y occupent la place prépondérante. Il s'en suit que les combes de Lussan sont mieux dessinées par les contrastes de coloration de la carte géologique qu'elles ne paraissent évidentes dans le paysage. La surface d'aplanissement développée sur l'Urgonien (et qui est loin d'avoir acquis le degré d'extension généralisée qu'on lui reconnaîtra en Vaunage, ainsi qu'en témoignent, entre autres, tels reliefs saillants, comme le Guidon-du-Bouquet (629 mètres), s'étend, pratiquement, sans solution de continuité notable, des bordures au noyau anticlinorial. Certes, des effets du travail d'excavation différentielle peuvent être notés; réalisés aux dépens des faciès à dominance marneuse du Barrémien inférieur et de quelques horizons de l'Hauterivien, plus faibles, ils justifient des aires creuses, mais relativement exiguës et mal reliées entre-elles (combe de flanc de Vallérargues; fossé de Lussan, encadré d'un volet synclinal et d'un noyau anticlinal en forme de butte "plaine" monoclinale de Bouquet-Mas Labeille). En fait, ce sont là de simples manifestations d'une évolution appalachienne, d'ailleurs de fort belle facture, au même titre que celle qu'on rencontre, immédiatement au Sud, dans le domaine anticlinal de St-Just et Vacquières où, seule différence, affleurent les marnes du Valanginien.

1- La surface "fondamentale" oligo-miocène des Garrigues de Lussan:

Il convient donc de rappeler la position chronologique et de définir les traits signalétiques de cette surface des Garrigues de Lussan.

-Rappelons d'abord le biseautage des couches. Il s'étend non seulement aux dépens de l'Urgonien qui montre des variations de puissance n'ayant rien de sédimentaire (de 200 à 20/30 mètres entre l'aven de l'Agas, au Nord-Ouest de Méjannes-le-Clap, et l'aven de Mahon, sis à l'Ouest de la Bruguière-f. de Pont-St-Esprit), mais encore au détriment de l'Hauterivien de la crête des Rouvières dans l'aire anticlinale de St-Just et Vacquières (f. d'Anduze), du serre Fourré, dépendant de l'anticlinal d'Arlende (f. d'Alès) ou des Cadegnérès du Moulin à Vent, sur l'ondulation positive sub-méridienne de ces assises, au Nord de Fons-sur-Lussan. L'aplanissement en cause recoupe conjointement le Barrémien élevé et les marno-calcaires de l'Aptien sus-jacent, là où ce dernier est conservé, à la faveur du flanc faillé d'un pli, au "Lac" de Trépadone (f. de Pont-St-Esprit). C'est seulement à faible distance de la rive occidentale de cette mare qu'on peut affirmer, en toute certitude, l'intégration au plan topographique d'ensemble d'un élément authentiquement structural. En conséquence, contrairement à ce que pense A. CHABAUD (1961, pp. 96-101), nous affirmons que les facettes structurales ou substructurales qui peuvent s'y incorporer représentent l'exception, tandis que la réalité d'une surface d'aplanissement remarquablement développée ne saurait être mise en doute (G. FABRE, 1972, p. 90).

-L'aplanissement des Garrigues de Lussan se poursuit géométriquement, sans rupture de pente dans l'alignement des dos d'interfluvies, jusqu'aux marges rhodaniennes. De la sorte, nous disposons

d'une "fourchette" permettant de le "caler" chronologiquement. Non seulement, il est postérieur aux ondulations pyrénéo-provençales qu'il biseaute, mais encore à l'ensemble des failles subméridiennes, ayant joué au Stampien, qu'il nivèle. D'autre part, l'entaille de la partie aval de la vallée de la Tave, au Nord de la faille de Roquemaure, la coupure du canyon de N.D.de Rochefort, toutes deux d'âge miocène terminal et envahies, en calanques, par la mer astienne qui y a laissé ses dépôts, montrent que, pour l'essentiel, le façonnement de l'aplanissement en cause était terminé au Pontien. Ces limites chronologiques définissent la surface "fondamentale" oligo-Miocène.

- En ce qui regarde l'Uzègeois central et oriental, l'aplanissement "fondamental" doit être mis en relation avec le niveau atteint par la mer des molasses. Consentons, ici, une brève dégression qui nous éloignera moins des Garrigues de Lussan qu'il peut le paraître.

Les traces macroscopiques de l'ingression marine sont attestées actuellement jusque vers 220 mètres: 1)- par des dépôts de molasse au droit de St-Laurent-la-Vernède (G.FABRE, 1972) et aux environs immédiats de Pouzilhac (J.von FALKENHAYN, 1967); 2)- par des perforations de lithodomes, vers l'anticlinal d'Audoubert et la Forêt de Fontarèche (G.FABRE, *ibid.*). Compte tenu d'une certaine érosion ultérieure des couches miocènes, l'on peut penser, à bon droit, que la mer a atteint, au moins, une altitude locale de 250 mètres.

Mais peut-être est-elle parvenue plus haut encore.
Analysant 5 échantillons de la terre rouge de ces plateaux (prélevés: 1)- au Nord-Ouest de Valliguières, altitude 200 mètres; 2)- au Bois de Vallus, soit au Sud-Ouest de la Bastide-d'Angras, à 230 mètres; 3)- dans la forêt communale de St-Laurent-la-Vernède, vers 290 mètres; 4)- entre le Pin et Pognadoresse, environ 210 mètres; 5)- dans une doline vers Méjannes-le-Clap, à plus de 300 mètres), F.GUYOT (1970,p.37) y a trouvé, à l'examen microscopique, l'épidote, la hornblende verte, le glaucophane, au moins deux sur trois de ces minéraux lourds étant représentés dans chaque cas. Or, l'on connaît leur origine alpine et leur diffusion par les courants marins dans le sédiment miocène (F.DENANGEON, 1959, pp.214-217 et 226-231).

Sans doute, la molasse gardoise ayant fourni une grande partie du matériau originel des "loess" quaternaires et ceux-ci, remaniés par ruissellement étant largement incorporés à la terra rossa de ces régions, on sera sage de récuser tels gisements très élevés comme ceux de Méjannes-le-Clap ou de la Forêt de St-Laurent-la-Vernède. Mais la répartition des minéraux alpins que révèlent les analyses de F.GUYOT suggère une telle extension du sédiment miocène qu'il nous paraît plausible qu'il ait recouvert les Garrigues de l'Uzègeois oriental.

-Mais il demeure à peu près certain que l'aire occidentale de Lussan, à laquelle nous faisons retour, a évolué à l'air libre pendant la transgression miocène. Celle-ci, bloquant la circulation active du karst à un haut niveau, notamment dans l'Urgonien, a

contribué à limiter l'absorption souterraine et, par conséquent, rendu leur prépondérance aux processus subaériens. Nous ne pouvons revenir ici que brièvement et pour mémoire, sur les oscillations climatiques du Néogène induisant des variations de l'humidité et, par là, provoquant l'alternance de phases biostasiques et rhexistasiques. De la sorte, ainsi que nous l'avons admis au Chapitre III, se succèdent les actions de regradation ou de dégradation lentes dans le karst superficiel sous forêt et le déblaiement pelliculaire des sols et régolithes sur des pédiments calcaires liés à l'enneigement de la couverture végétale. De cette dynamique complexe, un témoin demeure: la traînée de cailloutis siliceux d'une proto-Cèze, véritable épandage d'oued, conservée près du Mas Cambarnier, au Sud de Méjannes-le-Clap.

F. MAZAUDRIE qui a signalé cet épandage, en 1904, le situerait volontiers au Ponto-Pliocène. Dans ce cas, le dépôt en cause viendrait opportunément rappeler, qu'une surface d'aplanissement évolue, tant qu'elle demeure exposée aux agents de l'érosion subaérienne.

2- Éléments de regradation et de dégradation récentes affectant la surface d'aplanissement des Garrigues de Lussan.

a)-A la fois signes et agents de la regradation récente sont les sols actuels (types rendziniques des marno-calcaires hauteriviens) ou hérités (terra rossa du calcaire urgonien) et les lapiès, plus ou moins ruinés en clapiers. Les uns dénoncent et facilitent les actions de dissolution sous couverture végétale

interglaciaire ou post-glaciaire; les autres trahissent le processus de cryoclastie, essentiellement actif à l'occasion du gel quaternaire, mais toujours représenté aujourd'hui et d'autant plus qu'est intervenue une certaine déforestation anthropique. Entre ces formes et formations menues, la solidarité est remarquable. Les lapiès couverts, développés en biostasie, sont déterrés lors d'une phase rhexistatique, puis fragmentés en clapiers par le gel. Mais, dans les interstices que ménagent entre eux les gélifracts du clapier, argiles, poudres, humus se trouvent piégés, donnant de nouveau naissance à un lithosol ou, s'il existait déjà une matrice fine in situ, à un régosol. Dans une certaine mesure (et, bien que, par ailleurs, elle exprime aussi la pente et les aptitudes propres du faciès à la fracturation), la diversité locale des types de lapiès sert de contre-preuve à l'évolution décrite ci-dessus. L'on peut citer, parmi les types assez bien représentés sur les Garrigues de Lussan: Rillenkarren et Rinnenkarren, cupules et kamenitza, tables de lapiès même. Mais la forme la plus banale en Bas-Languedoc (Spitzkarren), demi-ruinée en clapiers, s'étale largement de l'Est de Lussan à la Bruguière (G.FABRE, 1972, pp.38-39 et pp.121-124). Par contre, le macro-lapiès du Bois de Goudargues annonce déjà les formes de dégradation.

b)-Les formes de dégradation dépendent des dépressions fermées du karst superficiel, ici très discrètes, et surtout des vallées ordinairement sèches, exceptionnellement ranimées par un écoulement épisodique plus ou moins turbulent.

En réalité, selon la vigueur du creusement de ces vallées qui s'accélère ordinairement à la périphérie du massif, deux types de dégradation doivent être distingués. L'un, très modeste, agrémente à peine la surface fondamentale d'aires peu déprimées: très vastes vallées sèches, à pente peu sensible, à fond colmaté et généralement cultivé, dolines et poljés, souvent en relations génétiques avec ces thalwegs indécis. L'autre se réclame d'une entaille vigoureuse, de 40,90,120 mètres selon les cas, avec raccordement au niveau de base local actuel des écoulements allogènes (Cèze) ou sur les marges Est, Ouest et Nord des Garrigues de Lussan; Cette vigoureuse dissection rend compte du type rocheux et méandreux de la plupart de ces thalwegs, en terrain urgonien, en particulier. En terrain vulnérable, elle a guidé la mise en valeur différentielle des formes appalachiennes. Ainsi, aux deux types correspondent deux générations de formes que sépare, du reste, une phase de modelé karstique superficiel.

(1)-Les vallons effacés de la première génération:

Nous pouvons en retenir trois exemples. (f. de Pont-St-Esprit). A l'Orient, la vallée sans vigueur, mais large d'au moins 350 mètres, que jalonnent, à l'Est de la côte de l'Ancise, les altitudes 278 mètres, de l'Abri du "Lac" de Mercouire et 271 mètres des Pins, descendant ensuite rapidement et en s'encaissant vers Collongres; au Sud, la dépression ouverte de même type qui s'étire depuis le col 328, à 2,8 kilomètres au Sud-Sud-Ouest de Vallérargues, vers la combe de Belvezet où elle finit par dévaler, à hauteur

de Montillet- le Puget; au Nord, enfin, le thalweg effacé de Méjannes-le-Clap qui débute, relativement étroit au pied de la cote 292, s'évase au niveau du village, puis s'ouvre largement, colmaté d'une fausse rendzine, simple mélange de terre rouge et de gélifracsts calcaires affecté d'un sol brun, masquant mal des chicanes rocheux qui évoquent des verrous karstiques fossilisés, et semblent suggérer "que la corrosion et le drainage actuel profond se sont substitués" aux processus d'usure par écoulement linéaire (G.FABRE, 1972,p.119).

Cette vallée de Méjannes-le-Clap, s'est évidemment écoulée vers la "combe du Peyrol". Mais, entre les cotes 288 et 289 prend naissance un tracé d'écoulement épisodique qui se perd en direction du "Lac" de Trépadone; de cette mare à la dépression fermée du Mas de Cambarnier, on circule aisement dans un couloir sans vigueur, au prix d'une légère contre-pente. Il en va de même du Mas de Cambarnier à la plaine de Camellié au Sud de laquelle un ~~vallon indécis~~, sans régularité ni périodicité, s'organise, à l'Est, vers le Merderis qui a largement déblayé l'Hauterivien et le Barrémien inférieur, avant de s'inscrire dans le faciès urgonien. De même, au Sud- Sud-Ouest de Vallérargues, à partir du col 328, pré-cité, un drainage s'est organisé en direction du Nord qui alimente la vallée épigénique de l'Aiguillon.

L'on voit, en tirant la leçon des exemples énumérés ci-dessus, qu'à un ancien réseau rayonnant selon les génératrices du dôme anticlinorial, sont venus se substituer de nouveaux tracés

en fonction de la sculpture différentielle dégradant la topographie aplanie, non sans perturbation par le karst.

(II) - La phase de développement du karst superficiel et subsuperficiel:

"Infantiles" ou bien développées, en entonnoir ou en baquet, assez peu nombreuses mais relevant d'une typologie variée que G.FABRE (1972, pp.119-121) a définie, les dolines des Garrigues de Lussan, nous intéressent essentiellement du fait de leur répartition. Certaines prennent naissance au niveau du plateau; mais nombreuses sont celles qui se logent dans les têtes des vallons secs de la première génération où désorganisent leur thalweg, plus à l'aval: ainsi les dolines du Sud de Méjannes-le-Clap.

Les deux poljés de ce secteur ("plaines" du Mas de Cambarnier et de Camellié) se situent sur le trajet Nord-Sud, aujourd'hui tronçonné de l'ancien écoulement qui prend naissance entre les cotes 288 et 289 pour conduire vers le "Lac" de Trépadone et rejoindre le Merderis. Il s'agit donc de "fluvio-poljés". Leur évolution qui est peu spectaculaire, a été favorisée par la tectonique brisante portant le Barrémien moyen et inférieur au contact des calcaires urgoniens (et en outre, de l'Hauterivien, dans le cas de la "plaine de Camellié"). Pour chacun d'eux, existe un ponor peu actif parce que fortement colmaté d'argile. A propos de la "plaine" de Cambarnier, G.FABRE (1972, p.117) avance les termes de "poljé mort-né".

On voit donc que la phase de dégradation karstique, ici particulièrement discrète, succède à une première génération de vallées, comme partout dans l'ensemble du Bas-Languedoc. Toutefois, dans le cas présent, une plus grande précision est possible: les poljés étant installés sur un tracé Nord-Sud qui n'est pas originel mais représente, au contraire, un remaniement du réseau, nous pouvons affirmer qu'ils n'ont pu se développer avant que se soit produit un début de sculpture différentielle dans leur voisinage. Grâce à cette dernière, l'établissement d'un niveau de base légèrement déprimé aux dépens des faciès marneux, aura favorisé l'enfouissement des eaux dans les calcaires cortigus. Mais le développement de ces formes karstiques de surface n'a pu se poursuivre qu'autant que le niveau des eaux souterraines ne s'est pas trouvé trop bas dans la masse calcaire. Lorsqu'une distance verticale importante a séparé la surface du plateau du niveau de ces eaux souterraines, les ponors se sont encrassés et les formes n'évoquant plus qu'à partir de la percolation intermittente des précipitations sur l'inpluvium local, se sont pratiquement figées. De là l'aspect "mort-né" dénoncé par G. FABRE.

Si, comme leurs homologues languedociens, ces poljés remontent assez haut dans les temps quaternaires, c'est tout à fait à l'aube de cette ère (sinon avant) qu'il convient de placer, ainsi que nous l'avons fait pour le plateau de Viols-le-Fort, le Relais des Chênes, la première génération des thalwegs. La génération suivante, raccordée à la Cèze allogène et aux cours d'eaux périphériques par rapport au massif calcaire, n'a pu s'installer

sans un abaissement des niveaux de base locaux, du reste lié aux progrès de l'enfouissement des eaux souterraines.

(III)-Les vallons incisés de développement récent et les progrès de la karstification souterraine:

Remarquables par leur disposition rayonnante sur le pourtour de l'anticlinorium, ces thalwegs sont, en outre, caractérisés par leur profil tendu mais irrégulier, admettant d'importantes portions de lit rocheux (avec ruptures de pentes et "gours") et par un tracé méandreux vigoureusement imprimé. A ce dernier trait, apparaît leur effort d'adaptation, à travers les temps quaternaires, à la dépression du niveau de base "extérieur" --- sans doute, grâce aux écoulements épisodiques, mais vigoureux des précipitations de grande intensité horaire. Au premier trait se trouve, contradictoirement, dénoncée leur relative impuissance.

Ces thalwegs, en tous cas, se situent aujourd'hui au-dessus des circulations souterraines. A propos de celles-ci, G.FaBRÉ (1972, pp.131-155 et 1974, pp.27-39) a bien montré qu'il était nécessaire de distinguer le merokarst hauterivien du coeur de l'anticlinorium et le type holokarstique urgonien des flancs.

- Dans les marno-calcaires de la culmination anticlinoriale, la présence de nombreux "binômes" marnes/ calcaires explique le grand nombre de sources pérennes mais de faible débit et la rareté des avens. Cependant, dans la zone des vallées, la vitesse des écoulements souterrains, jusqu'en période d'étiage, suppose l'existence de conduits karstiques de grande taille

(cf.: 37m/h pour "l'Alauzène karstique"- G.FABRE, 1972, Bull.Soc. Et.Sc.Nat.Nîmes, pp.109-119). En effet, si divers cas de failles-barrières ou, inversement, de failles drainantes sont connus, d'autres circulations souterraines paraissent s'en affranchir. Ainsi le "ruisseau" de Boisset (Ouest de Fons-sur-Lussan) qui présente un cas de diffluence karstique au profit du ruisseau de l'Argensol et de la source des Peupliers. Plus généralement, la loi de l'Abbé Paramelle paraît trouver, dans ce milieu, une assez large application (Alauzène). Toutefois l'écoulement de diverses colorations (Fons-sur-Lussan, Boisset- G.FABRE, 1972, pp.132-133) prouve qu'une partie, sans doute notable, des eaux souterraines reste piégée dans les marnes. De là, en fonction des pendages, elle s'évadera lentement vers la marge urgonienne. Ainsi la zone de culmination anticlinoriale fonctionne comme un "château d'eau karstique" régularisant l'alimentation des bordures. A preuve, la grosse source d'Arlende dont le chimisme et la résistivité (H.POUZANORE, 1971, Thèse IIIème cycle, Sc.Montpellier 90p.) ne peuvent laisser de doute sur son origine. Mais, G.FABRE l'a souligné avec netteté, l'on ne connaît, à l'inverse, aucune cession d'eau au profit du cœur marneux, en provenance de l'Urgonien.

- Dans l'Urgonien, puissant, fracturé et pendant vers les marges de l'anticlinorium, la circulation des eaux est complexe: dans le système des Fées de Tharaux, il s'agit de grandes galeries; les émergences de Goudargues proviennent d'un chevelu de fissures impénétrables; celles de Monteils relèvent d'un type mixte

(G.FABRE, 1974,p.36). De la sorte, ce sont surtout les contacts de ce terrain avec les formations avoisinantes qui retiennent l'attention. De ce point de vue, l'on notera classiquement les types faillés et les bordures non perturbées. Non moins classiquement, on opposera, dans le cas des premiers, le style drainant localisant de nombreuses sources (faille de la Grange Carayo) et le style barrière qui rend compte des émergences beaucoup plus puissantes de Boisson, Goudargues et la Bastide. Dans le cas des secondes, l'eau hypogée, en provenance de l'amont, paraît se diviser en trois parts (H.FOUZANORE,1971,p.75): l'une vient localement au jour dans les sources périphériques du massif (aven de la Tugne; Est de la Forêt de Pontarêche; aven d'extravasement de Cal; Nord de Navacelles); l'autre s'écoule dans la couverture discordante non karstique; la troisième se perd en profondeur dans l'Urponien karstifié sous cette même couverture. Cette dispersion de l'écoulement hypogée est particulièrement caractéristique de la bordure alésienne des Garrigues de Lussan. S'il est possible d'y noter une zone haute et sèche du karst, dans le massif du Bouquet, et une zone noyée et basse qu'a mise en évidence un essai de pompage dans la gorge des Angostrines et que rend manifeste le laquet temporaire d'extravasement de la petite reculée de la source de Cal, il n'est pas possible, ici, de définir un niveau général à la water-table et pas davantage un niveau de base à l'évolution du karst. Il en va autrement en présence d'un grand canyon.

Le lit de la Cèze est rarement à sec à l'étiage ce qui est digne de remarque, en Bas-Languedoc. Il est accompagné, sur quelques mètres de hauteur, par une série de "dérivations karstiques" (cf. Fées de Tharaulx, entrée supérieure) qui ne fonctionnent qu'en crue. Cependant la perte de la Baume Salem qui resurge au Moulin de Montclus, "cas typique de recoupement souterrain de méandre" est pérenne (G.FABRE, 1974, p.33). De nombreuses émergences se situent dans le lit qui ont montré, en quasi-totalité, un chimisme dénonçant des eaux provenant de l'Urgonien (richesse en bicarbonates, pauvreté en chlorures). Par ailleurs, l'existence d'un karst noyé, de part et d'autre de la rivière et en relation avec l'altitude de ces sources qui constituent, au long du canyon, le véritable niveau de base karstique, est parfaitement prouvée. La part du massif de Lussan est majoritaire dans son alimentation. Au sein de celui-ci, l'aven de l'Agas (f. de Pont-St-Esprit) permet d'apprécier l'importance des trois zones du karst urgonien: 150 à 180 mètres pour la zone superficielle vadose aérée à percolations réduites et temporaires; 30 à 40 mètres pour la zone moyenne du battement du niveau piézométrique; au moins 30 mètres de zone noyée (G.FABRE, 1974, pp.37-38). L'approfondissement de l'aven semble avoir été acquis d'une seule évolution jusqu'à 90 mètres, puis s'être poursuivi, par étapes, particulièrement entre 130 et 180 mètres. Une telle évolution a pris autant de temps que le creusement du canyon de la Cèze (que d'ailleurs ses eaux rejoignent) et, sans doute, des formes appalachiennes, bien développées dans le Sud des Garrigues de Lussan.

c) Le relief appalachien :

Etabli à partir de la "surface fondamentale", ce modelé appalachien est l'oeuvre d'un ensemble de petits organismes hydrographiques dont l'écoulement actuel est si épisodique qu'ils se définissent comme climatiquement sous-adaptés, compte tenu des indications de la lithologie (marnes du Barrémien inférieur, de l'Hauterivien et même du Valanginien pour l'aire de St-Just) et de la structure plissée et faillée.

Un bref rappel des conditions structurales s'impose : fossé creusé de Lussan orné du volet synclinal qui porte le versant et du mont dérivé du Monteil, disposition qu'explique le recouplement orthogonal des axes du plissement pyrénéo-provençal par la faille de Malataverne; combes anticlinales de Comblau-le Chabian et de St-Just et Vauquières qui séparent le synclinal perché de la Rouvière et qu'encadrent les combes de flanc de l'Alauzène moyenne et de Vallongue; dépressions plus isolées de Vaurargues-Trone (f.d'Alès, 1/25 000ème, n^{CS} 7-8) et de Bourdiguët-Bruyès (f.d'Anduze, 1/25 000ème, n^{CS} 3-4) qui ne sont rien d'autre que les prolongements des combes de flanc pré-citées, mais décrochées par le jeu horizontal de la faille de la Grange Caraye-Le Chabian - les ruines de Bagard et élargies, sur un compartiment abaissé et de moindre pendage; enfin la combe annulaire dissymétrique de Belvezet. Dans toutes ces dépressions, les talus induits par des accidents cassants sont, sans exception, des talus de ligne de faille révélés.

La massivité du relief entre les creux de Vaurargues-Trone et Bourdiguët-Bruyès, d'une part, la combe de Belvezet, d'autre part, s'explique par l'importance des affleurements de l'Hauterivien calcaire. De chaque côté, l'aire de St-Just, aux longues et étroites dépressions, orientées Ouest - Nord-Ouest, Est - Sud-Est et parallèles entre elles, s'oppose à l'entité de Belvezet qui se réclame d'une plus grande unité, d'ailleurs sans monotonie.

(I)-L'aire de St-Just et la dissymétrie des versants:

Dans ce domaine, ce sont les versants des dépressions appalachiennes, creuses de 40 à 90 mètres, qui retiennent l'attention. Ils ne montrent de corniches rocheuses que lorsqu'ils sont couronnés par l'Urgonien, définissant alors un type semi-réglé. Dans la majorité des cas, ils ressortissent au type des versants réglés à longue portion rectiligne. Mais ils sont dissymétriques. Les combes de Comblau - le Chabian, de St-Just et Vacquières, de Vallongue disposent d'un flanc Nord disséqué de petits drains élémentaires tandis que le flanc méridional s'avère beaucoup plus continu. C'est une dissymétrie inverse que présente la combe de l'Alauzène moyenne (R.B.DORIA, 1972, pp.32-38). Pour rendre compte de ce drainage de détail au Sud et de l'exception précitée, il est nécessaire de prendre en considération deux paramètres: la lithologie et le pendage qui l'emportent, notamment avec la vigoureuse flexuration de l'Urgonien, dans le cas de la vallée de l'Alauzène moyenne: l'influence climatique (ruissellement de dégels plus fréquents,

au cours des périodes froides quaternaires) qui s'avère déterminante lorsque les marno-calcaires et les marnes sont seuls en cause (combe de Comblau- le Chabiar, combe de St-Just et Vacquières); les deux facteurs s'additionnent dans le cas de Vallongue. A la base de ces versants l'on trouve de modestes glacis terrasses relevant rarement de plus d'une génération et que griffent parfois des bad lands. Tout concourt donc à montrer que ces faciès vulnérables n'ont pas conservé les formes d'érosion anté-würmiennes, tandis que les accumulations étaient évacuées grâce à l'activité (fût-elle épisodique) des thalwegs principaux. Néanmoins, la sculpture appalachienne a dû progresser, par étapes, au long des temps quaternaires, ainsi que le prouve la combe de Belvezet.

(II)-La combe de Belvezet et le témoignage incomplet des étapes quaternaires de la sculpture appalachienne:

Le noyau anticlinal, constitué par l'Hauterivien inférieur et supérieur, se trouve nivelé par la surface fondamentale dans le Serre de la Gardette; son prolongement, dans le Castellat, se montre à plus faible altitude, du fait de la plongée périclinale de ces couches. Autour, se développe une combe annulaire dans les formations tendres du Barrémien inférieur. Mais elle est obli-térée, à l'Occident, par le jeu de la faille de la cote 293 à l'Ouest de Vallérargues- Est de Bourdiguet - la Cigalière Mas-de-Charlot qui ramène l'Hauterivien calcaire à l'affleurement. La dissymétrie de la structure s'exprime dans l'étalement latéral de la branche Nord de cette combe, alors que sa branche méridionale

apparaît étranglée. Dans le secteur septentrional, une faille secondaire provoque néanmoins un rétrécissement au lieu-dit la Forêt (f.d'Uzès), par une avancée de l'enceinte urgonienne qui montre un abrupt de ligne de faille inverse révélé. Cette enceinte est elle-même coupée de quelques accidents brisants ayant facilité l'établissement de ravineaux (cf. au Nord de Monteillet). Entre la corniche de l'Urgonien et le noyau, quelques bancs moyennement résistants, inclus dans le Barrémien inférieur, donnent deux micro-crêts sur lesquels prennent appui de petits éléments de glacis sans doute würmiens, mal couverts de gélifracts et se terminant au-dessus des drains linéaires en micro-terrasse. C'est dans la partie orientale de la combe annulaire que ces micro-cuestas sont le mieux développées. Dans la branche méridionale plus resserrée, elles viennent s'accrocher à l'enceinte urgonienne et forment ressauts sous la corniche de ce calcaire. La rivière Seynes qui draine les parties Nord et Est de la combe annulaire reçoit le ruisseau du Mas d'Aigues Vives, collectant les eaux de la branche Sud; peu après le confluent, la Seynes franchit épiquement la bordure méridionale de l'anticlinal par une gorge quasi-rectiligne qui trouve son issue à Labaune. Or, plus à l'Ouest, entre Labaune et Aigaliers, une gorge sèche et méandreuse demeure perchée d'une vingtaine de mètres au-dessus du niveau du ruisseau du Mas d'Aigues Vives et s'aligne sur un thalweg viré disséquant le Serre de la Gardette. La capture est évidente.

L'existence de cet incident perturbant les tracés des

organismes hydrographiques, le nivèlement du revers des micro-crêts vers 200 mètres au Sud de Vieille Eglise (soit un commandement de près de 40 mètres par rapport au lit de la Seynes), le phénomène des glacis terrasses, prouvent que le dégagement de la combe s'est réalisé par étapes, sans doute essentiellement au Quaternaire; même si l'incomplète conservation des témoignages ne nous permet pas d'en reconstituer la liste par le menu.

A propos de la rivière Seynes, le secteur anticlinal de Belvezet a encore l'avantage de poser, au-delà du cas des petits drains, le problème du tracé des principaux cours d'eau dans l'aire de sculpture appalachienne.

(III)-Le tracé en bafennette des rivières de l'aire de sculpture appalachienne; son orientation générale Nord-Sud:

Ce n'est pas le type de tracé, parfaitement classique, qui nous importe, mais l'orientation Nord-Sud des branches actives, quels que soient les phénomènes de capture dont les segments Est-Ouest, souvent partiellement abandonnés, peuvent porter témoignage.

Dans le compartiment de faible pendage compris entre les accidents de la Grange-Caraye - le Chabian- les ruines de Bagard et de la cote 293 à l'Ouest de Vallérargues-Est de Bourdiguët la Cigalière-Mas de Charlot où affleure l'Hauterivien et où les pendages sont relativement faibles mais qui s'avère basculé au Sud, on comprend le développement subparallèle des longs drains du secteur de la Font du Buis, l'Ecoutet, la Font Carrier qui, en réduisant les interfluves à l'état de croupes sans grande vigueur, par-

viennent à abaisser l'altitude d'une trentaine de mètres sous la "surface fondamentale".

Mais, outre ce cas particulier, le ruisseau des Troubadours, le ruisseau de la Luquette, le Bourdic dans la traversée de l'enveloppe urgonienne, la rivière de Seynes ont une orientation de secteur Sud. Attraction du niveau de base déprimé du Gardon et de l'Alzon, son affluent uzègeois? Sans doute. Toutefois, l'indifférence à la structure des cours, au travers du "bassin" de Vézénobres, de l'aire de culmination du Bois d'Arques (et, la concernant, davantage les figures plissées pyrénéo-provençales que les failles sub-méridiennes), de l'Uzège occidental (synclinal de Gattigues et anticlinal de Caillan), laissent supposer que ces organismes hydrographiques se sont établis (au Quaternaire ancien?) sur une sorte de grand glacis descendant du massif de Lussan vers le Sud et effaçant les influences structurales qu'on observe aujourd'hui sur cette bordure. Or nous croyons pouvoir avancer que ce glacis -- hypothèse nécessaire -- a subi lui-même une déformation avant d'être détruit.

3- Déformations récentes et reliefs dominant la "surface fondamentale" des Garrigues de Lussan:

Nous ne disposons d'aucun argument qui puisse emporter la conviction à lui seul, concernant la difficile question d'un mouvement d'ensemble des Garrigues de Lussan, postérieur à l'établissement de la "surface fondamentale". Toutefois, elle peut être posée, en raison de la convergence d'un certain nombre d'entre-eux, de nature différente. Aussi inclinierions-nous, assez volontiers vers une réponse affirmative.

-Observées de loin, des environs de St-Mamert par exemple, les Garrigues de Lussan dessinent sur l'horizon une sorte d'intumescence aux lignes lourdes que domine le crêt de Guidon du Bouquet. Or il n'y a pas de rupture de pente caractérisée qui la limite. La surface sommitale s'incline vers l'Ouest jusqu'à la faille de Caraye-Vaurargues, plus lentement et plus longuement vers l'Est, au-delà. Ces déformations impliquent un rejeu post-miocène de cet accident. De même, les gauchissements de la surface récente, en bordure orientale de la dépression d'Alès, supposent un rejeu très modéré des plis pyrénéo-provençaux. Il semble qu'il ne soit pas interdit d'induire de la combinaison de ces ultimes mouvements, une discrète exaltation du dôme complexe de Lussan jusqu'à l'aube des temps quaternaires. Dans l'Uzègeois voisin, des arguments en faveur de la déformation d'ensemble sont proposés par les pendages modestes de la molasse.

- On comprendrait mieux ainsi, l'épirogenèse accentuant les effets de la structure, le mouvement divergent des eaux hypogées bien rendu par le dessin des percées hydrogéologiques sur la carte hors-texte au 1/50 000ème de G.FABRE (1972). Surtout, on s'expliquerait le dessin rayonnant des deux générations successives de thalwegs qui ont été décrites et qui ne s'adaptent qu'accessoirement aux structures de détail (influence synclinale sur le confluent du Merderis et de l'Aiguillon et sur la gorge de l'Avègue), tandis qu'elles rendent manifeste, sur la carte, l'intumescence anticlinoriale.

L'évolution rapide et continue de l'aven de l'Agas jusqu'au premier "cran" de 90 mètres, remarquablement profond, la tendance marquée à la migration vers l'aval des méandres des thalwegs épigées, malgré leur rapide encaissement, trouveraient de même une justification dans ce rejeu de faible ampleur de l'anticlinorium.

-Si ce mouvement d'ensemble demeure une hypothèse commode, la probabilité d'une certaine activité tectonique, récente et locale, est beaucoup plus assurée. Ce problème est lié à celui des reliefs apparaissant en saillie au-dessus de la "surface fondamentale" gauchie.

Tous sont encadrés de failles dont on peut soupçonner le rejeu tardif. Cependant leurs aspects différents et les arguments morphologiques favorables à la démonstration d'une activité récente ne sont pas également convaincants d'un cas à l'autre.

Les Serres de Fons (472 mètres - f. de Pont-St-Esprit) et Noir (374 mètres - f. d'Alès) ont des allures émoussées de relief résiduel qui n'autorisent guère de conclusion, en ce secteur Nord.

Il n'en va pas de même en secteur Sud. Le sommet aplané du Devès (361 mètres - f. d'Anduze, 1/25 000ème, n^{os} 3-4) n'est évidemment pas d'un modelé différent de celui du Planas (311 mètres, niveau habituel de "l'aplanissement fondamental" peu dérangé) ni de celui de la Chau (275-258 mètres) dont on a vu qu'il appartenait à un compartiment affaissé et basculé. Ici le rejeu, après aplanissement, est certain.

Les faits paraissent plus complexes à l'Ouest, non seulement parce que la bande érodée des affleurements du Barrémien inférieur interrompt la continuité entre la corniche urgonienne, bien mise en valeur, et le noyau hauterivien de l'anticlinorium, mais du fait que ce dernier se trouve exalté de 15 à 20 mètres au Nord de la faille que jalonnent les Mas de Labeille et d'Attuech, faiblement sécante par rapport à l'orientation pyrénéo-provençale. D'autre part, il est probable que la puissante couche urgonienne de Guidon du Bouquet, conservée intacte lors de la réalisation de la surface sannoisienne grâce à l'ondulation négative du synclinal des Plans, redressée au Stampo-Aquitaniien par le jeu de la faille de Seynes et de ses satellites, cependant que s'opérait le surépaississement tectonique des couches marneuses du coeur anticlinorial, n'a pu être réduite par "l'aplanissement fondamental". Relevant de ce dernier, l'on ne peut mentionner qu'un replat, mal destiné et sans doute déformé, sur son revers. C'est en effet à un relief résiduel que s'est appliquée ici l'ultime déformation du dôme. De là cette jeunesse des formes où la structure s'impose, en contraste avec l'ensemble des Garrigues de Lussan.

